الجيوكيمياء

علم كيمياء الأرض

THE GEOCHEMISTRY

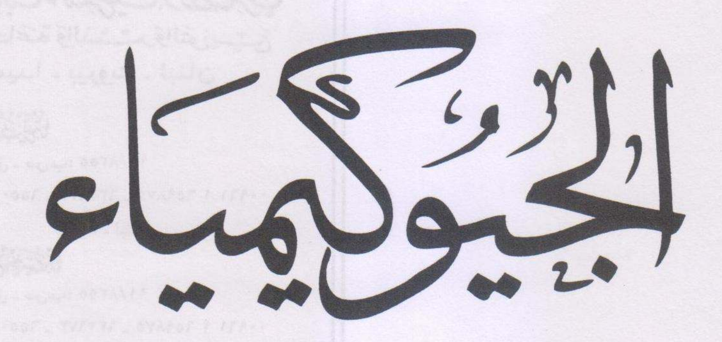


تأليف

الدكتور سالم محمود عبدالله الدبّاغ

الدار النموذجية للطباعة والنشر

صيدا - بيروت



تأليف
الأستاذ الدكتور
سالم محمود عبد الله الدباغ

الدار النموذجية للطباعة والنشر
صيدا - بيروت



شركة أبناء شريف الأنصاري
للطباعة والنشر والتوزيع
صيدا - بيروت - لبنان

• المكتبة العصرية
الخندق الغميق - ص.ب: ١١/٨٣٥٥
تلفاكس: ٦٥٥٠١٥ - ٦٣٢٦٧٣ - ٦٥٩٨٧٥ ١ ٠٠٩٦١
بيروت - لبنان

• الدار النموذجية
الخندق الغميق - ص.ب: ١١/٨٣٥٥
تلفاكس: ٦٥٥٠١٥ - ٦٣٢٦٧٣ - ٦٥٩٨٧٥ ١ ٠٠٩٦١
بيروت - لبنان

• المطبعة العصرية
بوليفار نزيه البزري - ص.ب: ٢٢١
تلفاكس: ٧٢٠٦٢٤ - ٧٢٩٢٥٩ - ٧٢٩٢٦١ ٧ ٠٠٩٦١
صيدا - لبنان

الطبعة الأولى

٢٠١١م - ١٤٣٢هـ

E. Mail alassrya@terra.net.lb
alassrya@cyberia.net.lb
info@alassrya.com

موقعنا على الإنترنت
www.almaktaba-alassrya.com

ISBN 978 - 614 - 414 - 604 - 0


وَقُل رَّبِّ زِدْنِي عِلْمًا

مقدمة المؤلف

يعد التوجه نحو إغناء المكتبة العربية بالكتب العلمية خطوة مهمة على طريق التقدم العلمي، كما أن توفير الكتب المنهجية الحديثة هو قرار صائب وضروري لإدامة عمليات النهوض بالمستويات العلمية للتعليم العالي بهدف امتلاك خريجي الجامعة ناصية العلوم الحديثة. غير أن تأليف كتاب في الجيوكيمياء هو مهمة ليست سهلة في الوقت الحاضر وذلك لاعتبارات كثيرة أهمها شمولية الموضوع للجوانب الواسعة في هذا العلم المستمر بالتطور، فضلاً عن تضمين الكتاب للنظريات والأفكار والآراء المتقدمة كمحاولة للتواصل مع المستجدات العلمية في هذا الحقل من حقول المعرفة الجيولوجية.

ولتحقيق هذا الإطار العام، دأب المؤلف على اتباع طريقة عرض غير تقليدية لأبواب وفصول الكتاب الحالي لتكون مواضيعه ومفرداته أكثر ترتيباً وتنسيقاً توخياً لسهولة الفهم والاستيعاب وبالاعتماد على الأشكال التوضيحية وجداول البيانات التفسيرية والإشارة إلى الأمثلة الجيوكيميائية العراقية كلما كان ذلك ممكناً ومتوافراً. ويجد القارئ في الكتاب الحالي توظيفاً للمفهوم الجيولوجي الشائع بأن تحديد طبيعة الأرض الحالية هو مفتاح دراسة نشأة وتطور الأرض البدائية.

يتألف الكتاب الحالي من أربعة أجزاء. ويحتوي الجزء الأول على فصلين يتناولان مقدمة عن الجيوكيمياء علاوة على منشأ العناصر الكيميائية ووفرتها الكونية. بينما يحتوي الجزء الثاني على أربعة فصول تهتم بجيوكيميائية الأرض الحالية بأغلفتها وأنطقتها المختلفة. في حين اختصّ الجزء الثالث بفصوله الأربعة بمناقشة جيوكيميائية الأرض البدائية. أما الفصول الأربعة للجزء الرابع والأخير من الكتاب، فتناولت جيوكيميائية الصخور النارية والمتحولة والرسوبية فضلاً عن الدورة الجيوكيميائية للعناصر.

وبعد إنجاز هذا العمل المتواضع، أود أولاً أن أخص بالشكر والتقدير العاليين الدكتور موسى جعفر هاشم العطية (رئيس جيولوجيين) على ملاحظاته العلمية القيمة والسديدة وجهوده المثابرة في تقييم مسودات الكتاب. ووفاءاً لمن مدَّ يدَ المساعدة والعون، أتوجه بالشكر إليهم وإلى إدارة قسم علوم الأرض وعمادة كلية العلوم وجامعة الموصل. واللّه الموفق.

المؤلف

الأستاذ الدكتور سالم محمود عبد اللّه الدباغ

الجزء الأول
Part One
المقدمة
Introduction,
الوفرة الكونية
Cosmic Abundance
منشأ العناصر الكيميائية
Origin of Chemical Elements

الفصل الأول
Chapter One

المقدمة
Introduction

1 ـ 1 تعريف علم الجيوكيمياء

قبل الشروع بتعريف علم الجيوكيمياء ومناقشة إطاره العام، يجب التطرق أولاً إلى معنى المصطلح «جيوكيمياء» الترجمة الحرفية للمصطلح (Geochemistry) . الذي يتألف من مقطعين (Geo) و(Chemistry) والتي يقصد بهما «كيمياء الأرض». يمثل المصطلح الأخير حقلاً من المعرفة يهتم بمواضيع التقاء أو تماس حقل علوم الأرض بعلوم الكيمياء (والفيزياء أيضاً). ويذهب بعض المختصين إلى أبعد من ذلك باعتقادهم أن لـ«كيمياء الأرض» علاقة أوثق نسبياً بعلوم الكيمياء من علوم الأرض، مما يجعلهم يناقشون بحرارة ترجيح «كيمياء الأرض» كأحد فروع علم الكيمياء. وهناك مصطلح آخر هو «علم الأرض الكيميائي» المترجم عن الكلمة الأجنبية (Chemical Geology) الذي يمثل أيضاً حقلاً من المعرفة يتناول نفس العلاقة بين علوم الأرض والكيمياء (والفيزياء). وينظر المصطلح الأخير إلى هذه العلاقة من خلال نافذة علوم الأرض. بالرغم من أن المفاضلة في استخدام المصطلحين «كيمياء الأرض» و«علم الأرض الكيميائي» يمثل مواضيع لغوية (Linguistic) وعلمية مهمة، إلا أن «الجيوكيمياء» هو المصطلح الأكثر تداولاً بين الأخصائيين محلياً وإقليمياً وعالمياً في الكتب المرجعية (الكتاب الحالي) والدوريات العلمية باستثناء مجلة (Chemical Geology) وقد اعتمد مصطلحاً معرباً للتداول في الأدبيات العربية. إن شيوع استخدام مصطلح «الجيوكيمياء» جاء بسبب سهولة إشتقاق اسم الشخص المتخصص في هذا العلم (جيوكيميائي) والصفة (أبحاث جيوكيميائية) والجمع والحال (جيوكيميائياً) وهذه الاشتقاقات ميسور لفظها ومفهومة معانيها.

من هذه المقدمة تتضح أبعاد الإطار العام وأهداف علم الجيوكيمياء، والتي تطورت مع الزمن خصوصاً في عالم اليوم المتميز بالإيقاع السريع للتقدم العلمي في كافة مناحي المعرفة. فمثلاً قبل حوالي (77) عاماً، وصف العالم (Vernadsky) علم الجيوكيمياء بالآتي: . . . «هو العلم الذي يهتم بذرات العناصر الكيميائية للقشرة الأرضية وكامل الأرض (كلما كان ذلك ممكناً) ويستكشف تاريخ ذرات العناصر وتوزيعها الموقعي في الوقت الحاضر والماضي»، بينما عرف (Clarke) في سنة (1924)، علم الجيوكيمياء بالآتي من الإيجاز: . . . «دراسة التغييرات الكيميائية الحاصلة في صخور القشرة الأرضية بشكل أساسي وبتأثير أغلفة الأرض (الجوي والمائي والحياتي) وتفاعلات المكونات الرئيسة للأرض، وتحديد التغييرات المحتملة وزمن حدوثها وملاحظة الظواهر المفسرة لها ومتابعة نواتجها النهائية». في حين وصف العالم (Goldschmidt) في سنة (1954) علم الجيوكيمياء بالآتي: . . . «دراسة كمية العناصرة الكيميائية وتوزيعها في المعادن والخامات والصخور والترب والمياه والغازات. ويستكشف علم الجيوكيمياء الدورات الطبيعية للعناصر منفردة بالاعتماد على خواصها الذرية والأيونية، ويهتم أيضاً بدراسة وفرة وتوزيع النظائر المختلفة للعناصر وكذلك الوفرة الكونية لنوى ذرات العناصر واستقراريتها». وأوجز العالم (Mason) في سنة (1958)، الجهود المبذولة في اختصاص الجيوكيمياء بالآتي: . . . «إيجاد الوفرة النسبية والمطلقة للعناصر الكيميائية ونظائرها في الأرض ودراسة توزيع وانتقال العناصر منفردة في أجزاء الأرض المختلفة (الغلاف المائي والجوي والقشرة الأرضية. . . . إلخ) وكذلك في المعادن والصخور بهدف اكتشاف القواعد المتحكمة في انتقالها وتوزيعها».

يلاحظ مما تقدم حجم التطور الحاصل في إدراك أبعاد علم الجيوكيمياء وأهدافه خلال النصف الأول من القرن العشرين (1924 ـ 1958). فما هي التطورات التي حصلت في النصف الثاني من القرن العشرين؟ ما هو حال علم الجيوكيمياء في سنة (2001)؟ ما هو مستقبل علم الجيوكيمياء في الألفية الثالثة؟. من الصعب تقديم إجابات شاملة ووافية على كافة هذه التساؤلات تحت عنوان فقرة ثانوية من الكتاب الحالي. ولكن ربما نتلمّس هذه الإجابات في استمرار توظيف البيانات الجيوكيميائية في مختلف الدراسات المنشورة عن المعضلات الجيولوجية الإقليمية منها والمحلية، وقد نجد بعض هذه الإجابات في ولادة فروع تطبيقية لعلم الجيوكيمياء تهتم بالتنقيب عن الرواسب الخام ودراسة الملوثات الكيميائية لبيئة حياة الإنسان والمعالجات المثلىٰ للملوثات المطروحة طبيعياً وصناعياً بهدف تحسين

البيئة. إن كل ما تقدم يؤكد على أن الجيوكيمياء هو علم دائم التطور.

1 ـ 2 نبذة تاريخية عن علم الجيوكيمياء

إن التحديد الدقيق لولادة علم الجيوكيمياء هو مهمة صعبة الإنجاز لسببين: يتمثل الأول بالتداول التاريخي لمفاهيم كيمياء الأرض عبر الحضارات الإنسانية المتعاقبة وبضمنها حضارات وادي الرافدين والحضارات العربية والإسلامية. ويتلخص الثاني باعتماد أسبقية النشر العلمي كإشارة لولادة علم الجيوكيمياء. وعليه فإن أدبيات الجيوكيمياء تشير إلى الكيميائي السويسري (Shönbein) مكتشف الأوزون(Ozone) كأول عالم أدخل مصطلح الجيوكيمياء إلى حقول المعرفة الجيولوجية وذلك في سنة (1838). أعقب ولادة علم الجيوكيمياء مباشرة، نشر عدد من الدراسات التي اهتمت أولاً بالحصول على البيانات الجيوكيميائية ومن ثم محاولة تفسيرها. تعد بيانات الدراسات الأولى أفضل بقليل من كونها تخمينية وذلك بسبب الاختيارات المحدودة لطرق وتقنيات التحليل الكيميائي المتوفرة حين ذاك فضلاً عن حالة المعرفة بمفاهيم علوم الكيمياء (والفيزياء) في ذلك الوقت. ففي سنة (1846) قام (Elie de Beaumont) بمسح تفصيلي وثق فيه وفرة العناصر الكيميائية. واستمرت لغاية (1850) هذه المسوحات التوثيقية لبيانات التركيب الكيميائي للمعادن والصخور من قبل السويسري (Berzelius) وجماعته. غير أن أول من قام بتنظيم البيانات الجيوكيميائية وتفسيرها هو الجيولوجي والكيميائي الألماني (Bischof) في كتابه الموسوم (باللغة الألمانية) (Lebrbuch der Physikalischen und Chemischen Geologie) المنشور في سنة (1847 ـ 1854). وبقي هذا الكتاب مرجعاً للدراسات الجيوكيميائية لعدد من السنين لغاية صدور كتاب (Allgemeine und Chemische Geologie) للمؤلف الألماني (Roth) في سنة (1859 ـ 1893).

يبدو أن معظم البيانات الجيوكيميائية الموثقة خلال القرن التاسع عشر هي في الحقيقة نتائج عرضية لدراسات جيولوجية ومعدنية عامة، غير أنها احتوت على نتائج تحليلية أفضل وبأعداد أكبر لأجزاء الأرض التي يمكن نمذجتها (المعادن والصخور والمياه والغازات). ويبدو أيضاً أن هذه البيانات قد تم إنجازها والحصول عليها في المختبرات الأوربية مع مشاركة متزايدة من القارة الأمريكية المتمثلة بمؤسسة المسح الجيولوجي للولايات المتحدة الأمريكية ومن خلال المنشورات العلمية لرئيس الكيميائيين فيها (Clarke) والموسومة (The Data of Geochemistry) الصادرة في سنة (1908 ـ 1924).

تعد الفترات الزمنية المتداخلة بين القرن التاسع عشر والقرن العشرين، مؤشراً لنهاية عهد توثيق الحقائق العلمية وبداية عهد جديد يفسر الحقائق المتراكمة لعلم الجيوكيمياء.

1 ـ 3 تطور علم الجيوكيمياء

ارتبط تطور علم الجيوكيمياء بمراحل التقدم التقني وتطور العلوم الصرفة ومن أبرزها علوم الكيمياء (والفيزياء). شهدت نهايات القرن التاسع عشر وبدايات القرن العشرين، إنجازات تقنية كبيرة واكتشافات علمية مهمة نقلت بها علم الجيوكيمياء إلى عهد جديد ووضعته على أرضية علمية رصينة بين حقول المعرفة الأخرى.

إن اكتشاف الأشعة السينية (X - ray) من قبل الألماني (Roentgen) في سنة (1895) وفيما بعد اكتشاف قابلية المواد المتبلورة على تغيير مسار (حيود) الأشعة السينية من قبل (Max von Laue) في سنة (1913) مثلت البداية الحقيقية لدراسة تركيب المواد المتبلورة وبالتالي وضع القواعد الأساسية لتفسير توزيع العناصر فيها. وقام العالم (Goldschwidt) وآخرون بنشر قوانين توزيع العناصر في الصخور والمعادن في سلسلة من المقالات العلمية والموسومة (Geochemische Verteilungesetze der Elemente) وذلك خلال السنوات (1922 ـ 1926). وفي سنة (1913) وضع العالم (moseley) القواعد الأساسية لتقنية الأشعة السينية الوميضية (X - ray Fluorescence) وذلك من خلال دراسته للعلاقة بين العدد الذري للعناصر وطيفها من الأشعة السينية. أدت دراسة هذه العلاقة إلى تحديد عدد العناصر بين الهيدروجين واليورانيوم في الجدول الدوري بإثنين وتسعين عنصراً. والعناصر الترابية النادرة بثمانية عشر عنصراً. أما اكتشاف صفة الإشعاع لعنصر اليورانيوم من قبل (Bequerel) في سنة (1896) ونظريات التحلل الإشعاعي لـ(Rutherford)، قد أدى إلى تأسيس قواعد التقنيات الجيوكيميائية للتقويم الجيولوجي (Geochronology). أعطت نتائج الدراسات التجريبية للمنظومات السليكاتية الصناعية التي شرع بها (Bowen) في سنة (1910)، مثالاً مهماً على تطبيقات قواعد علوم الكيمياء الفيزيائية في العمليات الجيولوجية السطحية والعميقة.

وساعدت فيما بعد، هذه الدراسات في فهم أفضل لطبيعة الصخور المتكونة على سطح الأرض وطبيعة مواد أعماق الأرض أيضاً.

ومنذ اكتشاف طرق الطيف الضوئي (Optical Spectroscopy) واستخدامها في علم الجيوكيمياء من قبل (Goldschmidt)، شهدت طرق وتقنيات التحليل الكيميائي تطوراً سريعاً، وعلى وجه الخصوص، في النصف الثاني من القرن العشرين بسبب طفرات التقدم العلمي والتقني التي ميزت هذه الفترة الزمنية من ناحية وإدخال أجهزة الحاسوب من ناحية أخرى. وبسبب ميزاتها المعروفة، شهدت الطرق والتقنيات الفيزيائية للتحليل الكيميائي تطوراً أكبر وأسرع من غيرها.

من أبرز الطرق التحليلية المعروفة في الجيوكيمياء هي: الطرق الكيميائية التقليدية (Classical Chemical Methods) واللونية (Colorimetry) والفلوروميتر (Fluorometry) والكراماتوغراف الورقية (Paper Chromatography) والمطياف الكتلي (Mass Spectrometry) والانبعاثي (Emission Spectrography) والامتصاص الذري (Atomic Absorption) وقطب الأيون النوعي (Specific Ion Electrod) والتقدير بالشعلة (Fire Assey) والمجس المايكروي (Micro - probe) والأشعة السينية الوميضية (x - ray Fluorescence). ومن أجهزة التحليل الكيميائي الحديثة والمستخدمة في علم الجيوكيمياء: الأشعة السينية المنبعثة بالحث البروتوني (Proton Induced x - ray Emission PIXE) وحث البلازما المزدوج (Inductively Coupled Plasma) المرتبط بالمطياف الكتلي (ICP - MS) والمرتبط بمطياف الامتصاص الذري (ICP - AAS) والمجس المايكروي الايوني (Ion Microprobe) وجهاز موالفة الأشعة السينية الوميضية (Synchrotron x - ray Fluorescence) والتحليل بالتنشيط النيتروني (NAA).

إن تطور التقنيات التحليلية خلال القرن العشرين ساعد على تراكم حجم هائل من البيانات الجيوكيميائية التي تحتاج إلى معالجات إحصائية ورياضية سريعة. ويمكن إنجاز هذه المعالجات في الوقت الحاضر من خلال استخدام عدد من البرامجيات الجاهزة مثل (SPSS) و(EXCEL) و(ACESS) و(SURVER) و(MATLAB) و(STATGRAPH) التي تساعد كثيراً في عرض وتفسير البيانات الجيوكيميائية على أساس من المنطق الجيولوجي الرصين.

1 ـ 4 فروع علم الجيوكيمياء

شهد القرن العشرين مرحلة من التطور السريع والمتصاعد في اختصاص الجيوكيمياء ونمواً هائلاً في بياناته التحليلية تجاوزت حدود تصور الاختصاصيين الأوائل في علم الجيوكيمياء. حالياً، تشغل الدراسات الجيوكيميائية مساحة واسعة

من حقول المعرفة تفصل بها وتتداخل معها وتوظف في عدد من الاختصاصات التي تلبي بعض حاجات الحضارة الإنسانية الحالية ومحاولة إيجاد الحلول المناسبة لعدد من مشاكلها المختلفة. هكذا ولدت فروع علم الجيوكيمياء للمشاركة في أعمال الاستكشافات المعدنية عن الرواسب الخام العضوية واللاعضوية وفي تحديد العوامل الصناعية والطبيعية الملوثة لبيئة الحياة على سطح الأرض بهدف تحسينها وتحويل الملوثات إلى مواد مفيدة. ودراسة طبيعة وتوزيع المواد العضوية في البيئات الجيولوجية فضلاً عن التقسيمات الشائعة لعلم الجيوكيمياء إلى: جيوكيمياء الصخور النارية والمتحولة والرسوبية وجيوكيمياء أغلفة الأرض: المائي والجوي والحياتي. ويمكن إيجاز الفروع التطبيقية لعلم الجيوكيمياء بالآتي:

1 ـ 4 ـ 1 فرع الاستكشاف الجيوكيميائي

يتضمن التطبيقات العلمية للقواعد النظرية لعلم الجيوكيمياء لغرض الاستكشاف المعدني في إيجاد مواقع جديدة أو امتدادات جديدة لرواسب فلزية أو لا فلزية أو تجمعات للنفط أو الغاز. ويتم هذا من خلال استخدام الطرق الكيميائية المتمثلة بالقياسات النظامية لتعيين تراكيز واحد أو أكثر من العناصر أو المركبات الكيميائية التي توجد بتراكيز منخفضة في نماذج يمكن الحصول عليها بسهولة مثل الصخور ورواسب أنظمة التصريف والتربة والمياه والنباتات والهواء والفتات المثلجة.

بالرغم من نمو وتطور فرع الاستكشاف الجيوكيميائي في العديد من بلدان العالم في الوقت الحاضر، إلا أن المدرسة الروسية المتمثلة بدراسة (Vernadsky) وزميله (Fersman)، تعد الأولىٰ في توظيف الطرق الجيوكيميائية المتطورة بنجاحات ملحوظة في برامج الاستكشافات عن الرواسب الخام خلال الفترة (1913 ـ 1939). يستخدم حالياً عدد من المصطلحات للتعبير عن هذا الفرع مثل: التحري الجيوكيميائي (Geochemical Prospecting) والجيوكيمياء الاستكشافي (Exploration Geochemistry) فضلاً عن الاستكشاف الجيوكيميائي (Geochemical Exploration).

1 ـ 4 ـ 2 فرع الاستكشاف الجيوكيميائي ـ الحياتي

يبحث هذا الفرع حصراً في العلاقة بين النباتات وأنطقة تمعدن الرواسب الخام. إن هذه العلاقة كانت معروفة منذ القدم، وربما يرجع تاريخها إلى القرن

التاسع أو الثامن، حيث لاحظ الصينيون الأوائل نمو أنواع معينة من النباتات بالقرب من رواسب خامات الفضة والذهب والنحاس والقصدير. وكانوا على علم باحتواء بعض النباتات على الفلزات. وقاموا فعلاً باستخلاص الزئبق من أنواع معينة من النباتات. وهكذا تم التعرف على أنواع النباتات الدالة على وجود رواسب معينة من الخامات والتي تمثل ركناً أساسياً في مفاهيم فرع الاستكشاف الجيوكيميائي ـ الحياتي المعاصر.

إن التطور الحالي في استخدام الطرق الكيميائية (الاستكشاف الجيوكيميائي) والطرق الحياتية (الاستكشاف الجيوكيميائي ـ الحياتي) في مجال التحري المعدني لا يمثل تطوراً بالمفاهيم بقدر ما يعد تطوراً في الطرق الجديدة الحساسة التي أدت إلى توفير حجم هائل ونوعية عالية من البيانات ولنماذج مختلفة، غير أن البعض منها قد استخدمه المستكشفون الأوائل قبل حوالي (500) سنة. وفي الوقت الحاضر، ازداد الاهتمام بالاستكشاف الجيوكيميائي كأحد طرق التحري المعدني بسبب الحاجة المستمرة والمتصاعدة لمصادر خامات المواد الأولية للصناعات المختلفة وبسبب أيضاً، الاعتقاد السائد بأن الاستكشاف الجيوكيميائي يوفر طرائق ملائمة للكشف عن الخامات منخفضة الجودة خصوصاً بعد انحسار تكرار الاستكشافات المعدنية للخامات الضخمة ذات الجودة العالية.

1 ـ 4 ـ 3 فرع الجيوكيمياء البيئية

تميزت العقود المنصرمة من الحضارة الحالية، بالتطور الكبير والارتقاء السريع في الجوانب العلمية والثقافية والمفاهيم العامة وفي النواحي الصحية والاجتماعية والاقتصادية وبالزيادة المضطردة في عدد السكان وما تحتاجه من ارتفاع في مستويات الإنتاج الزراعي والصناعي والخدمي. إن كل هذا أدى إلى زيادة الاهتمام ببيئة حياة الإنسان والمحافظة عليها من تأثير العوامل المهددة لاستمرارها حالياً ومستقبلاً.

تتباين كثيراً مصادر وطبيعة هذه العوامل وشدة تأثيرها. فالبعض منها ما هو طبيعي المصدر (الزلازل والفيضانات والأعاصير وثورات البراكين) والآخر ما هو صناعي المصدر (الملوثات المطروحة من الصناعات المختلفة). وتختلف أيضاً هذه العوامل في طبيعتها حيث أن بعضها فيزيائي (الاحتباس الحراري) والآخر كيميائي (التلوث بالعناصر السامة) فضلاً عن تباين شدة تأثيرها التي تتراوح بين الضوضاء

المزعجة (كضجيج حركة الطائرات في المطارات أو حركة المركبات على خطوط النقل الخارجي) وحالات التعرض إلى جرعات قاتلة من الملوثات (الجرعات العالية من الإشعاع).

بعد هذا العرض الموجز يتضح بأن إنجاز الدراسات البيئية المختلفة يتطلب تضافر جهود ومشاركة عدد من الاختصاصات المتباينة. فأين تكمن مشاركة علم الجيوكيمياء ضمن الإطار الموصوف أعلاه؟ يبدو بأن لعلم الجيوكيمياء مشاركة مهمة في دراسة الملوثات الطبيعية المؤثرة في كيميائية بيئة الإنسان. وإن تراكم حجم كبير من البيانات التحليلية ولنماذج تمثل مختلف الأنطقة البيئية للأرض، قد أدى إلى توظيف هذه البيانات في الدراسات البيئية فضلاً عن استخدامها في التحري والتنقيب عن الرواسب الخام. ولهذا يهتم حالياً الاخصائيون في الاستكشاف الجيوكيميائي بالدراسات البيئية مما ساعد في تطوير فرع الجيوكيمياء البيئية.

1 ـ 4 ـ 4 فرع الهندسة الجيوكيميائية

أدخل هذا المصطلح لأول مرة سنة (1990) من قبل الهولندي (Schulling) الذي وصفه بالآتي: . . . «استخدام العمليات الجيوكيميائية في تحسين البيئة». يتم هذا بشكل أساسي من خلال توظيف مفاهيم التقنيات البيئية (التركيز concentration، الانتشار dispersion، تثبيت الحركة immobilization، العزل isolation) المرادفة للعمليات الجيوكيميائية الشائعة (التجويه weathering، الترسيب deposition، تكوين الخامات Ore genesis، الامتصاص على المعادن (absorption on minerals) واستخدامها في تحويل الملوثات البيئية إلى مواد مفيدة، كما تشمل تحسين الصفات الفيزيائية للصخور (النفاذية والصلابة والحجم) بالمعالجات الكيميائية المختلفة (حقن الحوامض والإسمنت) (acid and cement injection). وفضلاً عن هذا عرض (Schulling) طريقة لتوفير مياه الشرب في المناطق الصحراوية بتوظيف الملاحظات الجيوكيميائية لقابلية بعض المواد على امتصاص الماء (hygroscopic).

يقسم أيضاً علم الجيوكيمياء بالتقسيمات الآتية: جيوكيمياء النظائر المستقرة (stable isotope geochemistry) والجيوكيمياء العضوية (Organic geochemistry) كما تظهر بعض الدراسات الجيوكيميائية بعناوين أخرى مثل التقويم الجيولوجي (geochronolgy) والمعادن والصخور الصناعية (industrial mineral and rock) والجيولوجيا الطبية (medical geology).

1 ـ 5 أدبيات علم الجيوكيمياء

تميزت ولادة علم الجيوكيمياء والفترة الزمنية اللاحقة، بنشر القليل والمتفرق وغير المكتمل من الدراسات الجيوكيميائية. وأعقبها نشر المصادر المرجعية المتكاملة الموسومة: بيانات الجيوكيمياء / الطبعة الخامسة (The Data of Geochemistry, 1950) والجيوكيمياء (Geochemistry, 1950) والجيوكيمياء (Geochemistry. 1954) للمؤلفين: الأمريكي (Clarke) والسويديين (Rankama and Sahama) والنرويجي (Goldschmidt) على التوالي. بعدها توالت إصدارات الكتب المهمة والمجلات العلمية ومجلدات وقائع الندوات والمؤتمرات المتخصصة في علم الجيوكيمياء.

وبلغ عدد الكتب المنشورة في النصف الثاني من القرن العشرين بحدود (50) كتاباً بين طبعات حديثة لكتب قديمة أو كتب جديدة تناولت فيها جوانب واسعة من علم الجيوكيمياء وفروعه. ومن هذه الكتب: الجيوكيمياء اللاعضوية (Inorganic Geochemistry) للمؤلف (Henderson) والكيمياء اللاعضوية والأرض (Inorganic Chemistry & the Earth, 1982) للمؤلف (Fergusson) وأسس الترسبات الكيميائية (Principles of Chemical Sedimentology, 1971) للمؤلف (Berner) الجيوكيمياء العضوية المتقدمة (Advances in Organic Geochemistry, 1968) للمحررين (Shenck & Havenaar) ومدخل إلى الجيوكيمياء (Introduction to Geochemistry, 1967) للمؤلف (Krauskopf) وموسوعة علوم الجيوكيمياء والبيئة (The Encyclopedia of Geochemistry and Environmental Sciences, 1972) وأسس الجيوكيمياء / الطبعة الرابعة (Principles of Geochemistry, 1982) للمؤلفين (Mason & Moore) ومدخل إلى الجيوكيمياء الاستكشافي / الطبعة الثانية (Introduction to Exploration Geochemistry, 1980) للمؤلف (Livenson) والطرق الجيوكيميائية الحياتية للتنقيب / مترجم (Biogeochemical Methods of Prospecting, 1964) للمؤلف (Malyuga) ومنشأ وتوزيع العناصر (Origin & Distribution of Elements, 1969) للمحرر (Ahrens) والكتاب المعين للجيوكيمياء (Handbook of Geochemistry, 1964 - 1978) للمحرر (Wedepohl) والكتاب المعين للجيوكيمياء الاستكشافي (Handbook of Exploration Geochemistry, 1981) للمحرر (Govet) والكتاب المعين للتحري عن اليورانيوم (Handbook of Uranium Prospecting, 1972) للمحررين (Bowi, Davis & Ostle) والجيولوجيا

النووية (Nuclear Geology, 1954) للمحرر (Faul) وجيوكيمياء مياه حقول النفط (Geochemistry of Oilfield Waters, 1975) للمؤلف (Collins) وجيوكيمياء العناصر في البيئة السطحية (Geochemistry of Elements in the Supergene, 1967) للمؤلف (Perell'Man) وجيوكيمياء النظام الغروي (Geochemistry of Colloid System, 1979) للمؤلفين (Yariv & Cross) والجيوكيمياء البيئية (Environmental Geochemistry. 1980) للمؤلف (Fortescue) وجيوكيمياء الغلاف الصخري / مترجم (Geochemistry of Lithosphere, 1976) للمؤلف (Bues).

لغاية منتصف القرن العشرين، لم تظهر أية مجلة علمية متخصصة بعلم الجيوكيمياء وفروعه، لهذا السبب كان المنشور من الدراسات الجيوكيميائية في تلك الفترة، هو القليل والمتفرق والمنتشر في عدد كبير من المجلات العلمية إن لم يكن جميعها. وشهدت المصادر العلمية في سنة (1950) صدور أول مجلة علمية متخصصة في الجيوكيمياء والموسومة (Geochimica et Cosmochimica Acta) من قبل (The Geochemical Society & The Meteoritical Society). وأعقبها في سنة (1956)، إصدار الأكاديمية العلمية في الاتحاد السوفيتي سابقاً، المجلة العلمية الموسومة (Geokimiya) التي تمت ترجمتها ونشرها تحت عنوان (Geochemistry). غير أنها توقفت عن الصدور في سنة (1963) واستبدلت في سنة (1967) بمجلة (Geochemistry International) لنشر ترجمة البحوث المكتوبة باللغات الأجنبية (غير الإنكليزية) وبضمنها اللغة الروسية ـ وقامت الاتحادات الجيوكيميائية العالمية والإقليمية بإصدار مجلات خاصة بها كما هو الحال بالنسبة للاتحاد الأوربي للجيوكيمياء (EAG) في إصدار مجلة (Chemical Geology) والاتحاد العالمي للجيوكيمياء وكيمياء الكون (IAGE) في إصدار مجلة (Applied Geochemistry) والاتحاد العالمي للمستكشفين الجيوكيميائيين (IAGE) في إصدار مجلة (Geochemical Exploration) والاتحاد الأوربي للجيوكيمياء العضوية (EAOG) في إصدار مجلة (Organic Geochemistry).

شاركت أيضاً في نشر الدراسات الجيوكيميائية، مجلدات الوقائع (Proceeding) للمؤتمرات والندوات العالمية والمجاميع البحثية المتمخضة عنها مثل (Goldschmidt Conference) و(IAGC working - group Symposiums) و(Geochemical Exploration Symposiums) و(International Meeting on Organic Geochemistry) و(Geochemistry & Health Symp) وذلك في النصف

الثاني من القرن المنصرم ومن خلال التعاون مع الجمعيات العالمية الوطنية والجهات الحكومية ومنظمة (UNESCO).

فضلاً عن منشورات الجمعيات والمؤسسات والمعاهد والمراكز الجيولوجية الوطنية، يوجد عدد آخر من المجلات العالمية / الوطنية تقوم بنشر البيانات والدراسات الجيوكيميائية ومن بينها مجلة (Geostandards Newsletter) الصادرة عن مجموعة (Analytical Standards of Minerals, Ores & Rocks) للاتحاد الوطني الفرنسي للبحوث والتقانة (Association Nationale de la recherche Technique).

الفصل الثاني

Chapter TWO

الوفرة الكونية ومنشأ العناصر الكيميائية

Cosmic Abundance and Origin of the Chemical Elements

2 ـ 1 تمهيد :

يتألف الكون من مركزات من المادة بشكل مجرات (Galaxies) فضلاً عن غازات ما بين النجوم (interstellar gases) بكثافة منخفضة تصل إلى حوالي (10^{-24} gm/ cm^3). يبلغ قطر المجرات بحدود (10^{18}km) وتصل المسافة التي تفصل بينها حوالي (10^{19}km). إن أقرب المجرات إلى مجرتنا (الطريق اللبني Milky Way) هي مجرة (Andromeda)، بينما تبتعد المجرات النائية بمسافة أكبر من (8×10^9) سنة ضوئية. أما النجوم (Stars) فهي قليلة العدد في المجرة الواحدة وهي كذلك صغيرة الحجم مقارنة مع حجم المجرات. وإذا افترضنا مقياس نجم بحجم كرة قطرها (1cm) فإن المسافة بين النجوم في المجرة الواحدة تشبه المسافة بين عواصم الأقطار العربية.

إن معلوماتنا عن التركيب الكيميائي للمواد الكونية اقتصرت على نجوم مجرتنا وما جاورها. كان هذا كل ما يمكن رصده واستقباله وتحسسه من قبل أجهزة تحليل الطيف خلال الفترة التي سبقت عصر غزو الفضاء. وتعد هذه المعلومات ممثلة للتركيب الكيميائي للكون بسبب عدم ملاحظة اختلافات جوهرية في الوقت الحاضر، بين جزء الكون المدروس وبقية أجزائه الأخرى. وقبل الولوج في تفاصيل موضوع الوفرة الكونية للعناصر لا بد من التطرق إلى حالة معرفة الإنسان بالعناصر الكيميائية عبر مراحل تاريخه المختلفة.

2 ـ 2 تاريخ اكتشاف العناصر الكيميائية

تعد العناصر الكيميائية هي المادة الأساسية لعلم الجيوكيمياء. ولهذا السبب فإن أمر اكتشافها والتعرف عليها منفردة أو بشكل مجاميع، تمثل علامات واضحة على طريق تطور علم الجيوكيمياء. ومن الجدير ذكره بأن معظم هذه الاكتشافات قد تمت في مواد طبيعية متوفرة على سطح الأرض مثل مواد أغلفة الأرض وغطائها الصخري. وبسبب اتساع معرفة الإنسان بالخواص الكيميائية لصخور الأرض والتعامل معها، فإن المختصين بعلم الاجتماع الإنساني قسموا تاريخ التطور الحضاري للإنسان إلى عصر حجري قديم وحديث وعصر البرونزي (سبيكة القصدير ـ النحاس) والعصر الحديدي الذي يعتقد بأنه يمتد إلى وقتنا الحاضر. وعليه فإن عناصر مثل النحاس والقصدير والحديد والذهب والفضة والرصاص والزئبق والكبريت والكاربون كانت معروفة لدى الحضارات القديمة مثل حضارة وادي الرافدين والنيل. وكانت فيما بعد، إسهامات العلماء العرب هي الأساس الجيد لعلم الكيمياء الذي نقله الغرب عنهم. ويكفي الإشارة في هذا المجال إلى أن لفظة «الكيمياء» التي ترجمت إلى العديد من اللغات غير العربية هي في الحقيقة كلمة عربية يرجع أصلها إلى الكمي (alchimy).

يعد (Lavoisier) هو أول من وضع المفاهيم المتطورة للعناصر الكيميائية عام 1789 وذلك من خلال دراسته (Traite élémentaire de Chimie). واستطاع نفس العالم من التعرف على (32) عنصراً مختلفاً. وشهد العقد الأخير من القرن الثامن عشر اكتشاف العناصر: U وZr وSr وTi وY وBe وCr وTe. وباستثناء العقد السادس من القرن التاسع عشر، فإن العقود الأخرى شهدت اكتشاف أو عزل (isolation) لـ(43) عنصراً. وبحلول سنة (1900) أصبح الجدول الدوري مكتملاً تقريباً باستثناء بعض العناصر المشعة ذات العمر القصير والعناصر: Eu وLu وHf وRe التي تم اكتشافها في سنة (1901) و(1907) و(1923) و(1925) على التوالي. وعرض (Moseley) في سنة (1914) برهانه على اكتمال عناصر الجدول الدوري وذلك من خلال دراسته للعلاقة بين طيف الأشعة السينية والعدد الذري للعناصر. وهكذا تعرف حالياً عناصر الجدول الدوري التي تبدأ بعنصر الهيدروجين (عدد ذري واحد) وتنتهي بعنصر اليورانيوم (بعدد ذري 92). ومن هذه العناصر، هناك (90) عنصراً

تشكل مكونات التركيب الكيميائي للأرض. وهناك أيضاً (81) عنصراً بنظير مستقر واحد أو أكثر، بينما توجد العناصر الواقعة بين (U - po) بنظائر مشعة غير مستقرة. وعليه فإن العناصر Tc وPm والعناصر الأثقل من (NP) وبعدد ذري أكبر من (106) لا تتوفر في الأرض الحالية بسبب انخفاض عمرها النصف واستكمال تحللها. وهناك جدل قائم حول إمكانية وجود بعض العناصر بعدد ذري قريب من (116) و(126) بكميات شحيحة جداً في الأرض الحالية بسبب امتلاكها نوىً مستقرة نسبياً مقارنة مع العناصر المجاورة لها. وقد يعني هذا توسيع الجدول الدوري(؟) ليشمل عناصر بعدد ذري أكبر من عنصر اليورانيوم.

2 ـ 3 الوفرة الكونية للعناصر الكيميائية

إن المعلومات الحالية حول الوفرة الكونية للعناصر الكيميائية يمكن الحصول عليها من المصادر الآتية: 1 ـ الأرض والقمر. 2 ـ النيازك. 3 ـ الشمس والنجوم. 4 ـ الأشعة الكونية. 5 ـ سحابة النجوم الغازية (gaseous nebulae) والوسط ما بين النجوم (interstellar medium). ويمكن الحصول على البيانات المذكورة من خلال تحليل نماذج معينة تمثل (قدر الإمكان) الأرض والقمر أو من خلال تحليل نماذج لنوع معين من النيازك. وتهدف تحاليل هذه النماذج إلى إيجاد تراكيبها الكيميائية من العناصر الكيميائية ونظائرها. ويمكن الحصول على بيانات الوفرة الكونية أيضاً من خلال تحليل خطوط طيف (spectral analysis) لأشعة الشمس ونجوم مجرتنا أو من خلال تحليل الأشعة الكونية التي تصل أجهزة الرصد والتحليل على سطح الأرض. بالرغم من الجهود الكبيرة المبذولة في هذا المجال، لم يحظَ أي من جداول بيانات الوفرة الكونية للعناصر الكيميائية بقناعة المعنيين من الأخصائيين وذلك بسبب عدم التمثيل الكامل لمادة الكون بالنماذج المدروسة للأرض والقمر والنيازك وافتقارها لبيانات العناصر الطيارة (volatile) فضلاً عن احتمال تغيير تركيبها نتيجة تعرضها لعمليات كيميائية معينة خلال تكوين الأرض والقمر والنيازك. ويعتقد الاخصائيون أيضاً بعدم التمثيل الكامل لمادة الكون بالجزء المدروس من الشمس والنجوم، فضلاً عن مشاكل قياسات وتحليل خطوط طيف الشمس والنجوم مثل التعيير (calibration) حسب أنواع النجوم وتقدير ظروف التهييج (excitation) فيها، كما تؤدي التفاعلات الثانوية في الغلاف الجوي للجسيمات (particles) عالية الطاقة من الأشعة الكونية، إلى اختلاف حسابات

الوفرة الكونية للعناصر الكيميائية بالاعتماد على تحليل الأشعة الكونية مقارنة مع البيانات المحسوبة من المصادر الأخرىٰ.

بالرغم من الانتقادات المذكورة، تتداول عادة أدبيات الجيوكيمياء إحصائيتين للوفرة الكونية للعناصر الكيميائية ونظائرها. تعتمد الأولىٰ جزئياً على قياسات الوفرة للعناصر في مواد أرضية ونيزكية معينة، وفي الجزء الآخر تعتمد على استقرارية نوى العناصر (Suess and Urey, 1956). أما الاحصائية الثانية، فتعتمد على نظريات منشأ نوى العناصر (theories of nucleogenesis) وبياناتها وكما عرضه (Cameron, 1959). وعلى الرغم من اختلاف أسس حساب الاحصائيتين، إلا أن المقارنة تشير إلى تشابه كبير بين الاحصائيتين، كما أن بياناتهما لا تبدوان بعيدتين جداً عن الوفرة الكونية الحقيقية للعناصر الكيميائية ونظائرها (Henderson, 1982). وعرض (Cameron, 1973) بيانات للوفرة الكونية (جدول 2 ـ 1) بمرتسم يوضحه الشكل (2 ـ 1) الذي يستنبط منه الملاحظات الآتية:

1 ـ إن أكبر العناصر الكيميائية وفرةً هما الهيدروجين ومن ثم الهليوم.

2 ـ تنخفض الوفرة الكونية بشكل دالة أسية (exponential) تقريباً مع زيادة العدد الذري ولغاية العنصر بالعدد الذري (45).

3 ـ توجد العناصر: Li وBe وB المجاورة لعنصر He بوفرات نسبية منخفضة جداً.

4 ـ يوجد عنصر: O وFe بوفرة نسبية كبيرة ومتميزة.

5 ـ العناصر بالعدد الذري الزوجي أكثر وفرةً من العناصر بالعدد الذري الفردي.

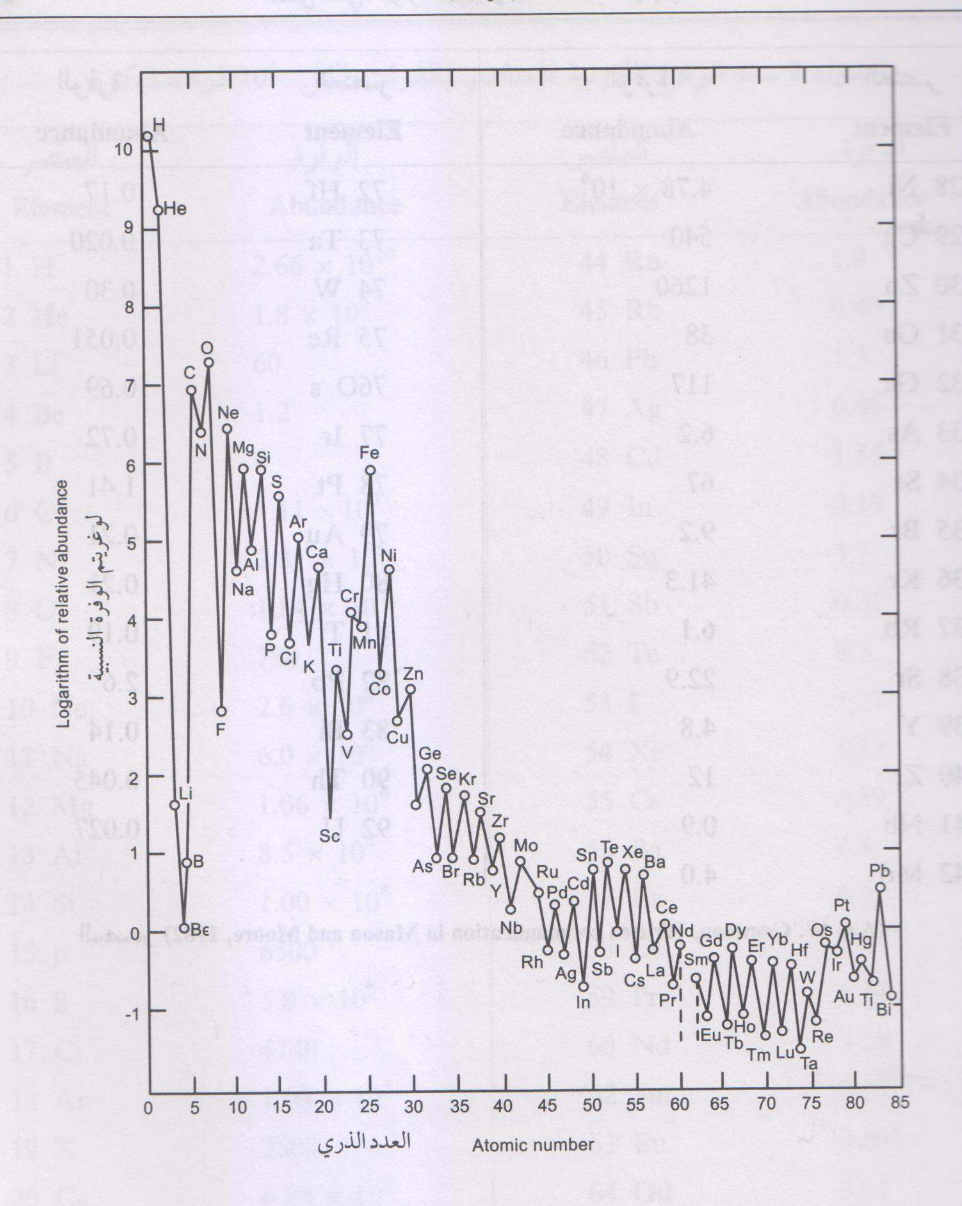
إن إحصائيات الوفرة الكونية للعناصر ليست مهمة فقط في متابعة سلوك العناصر خلال المراحل المتعاقبة من عمليات تكوين أجزاء الكون المختلفة ومن بينها مجموعتنا الشمسية وكوكب الأرض بشكل خاص، بل هي كذلك مهمة كمعلومات أساسية لمناقشة نظريات منشأ العناصر الكيميائية. وعليه فإن اقتراح أية فرضية بشأن منشأ العناصر الكيميائية لا بد أن تمتلك تفسيراً للوفرة النسبية الكونية للعناصر وتوزيعها نسبة إلى أوزانها الذرية.

جدول 2 ـ 1 الوفرة الكونية للعناصر بالذرات لكل 10^4 ذرة سليكون

العنصر Element	الوفرة Abundance	العنصر Element	الوفرة Abundance
1 H	2.66×10^{10}	44 Ru	1.9
2 He	1.8×10^{9}	45 Rb	0.40
3 Li	60	46 Pb	1.3
4 Be	1.2	47 Ag	0.46
5 B	9	48 Cd	1.55
6 C	1.11×10^{7}	49 In	0.19
7 N	2.31×10^{6}	50 Sn	3.7
8 O	1.84×10^{7}	51 Sb	0.31
9 F	780	52 Te	6.5
10 Ne	2.6×10^{6}	53 I	1.27
11 Na	6.0×10^{4}	54 Xe	5.84
12 Mg	1.06×10^{6}	55 Cs	0.39
13 Al	8.5×10^{4}	56 Ba	4.8
14 Si	1.00×10^{6}	57 La	0.37
15 p	6500	58 Ce	1.2
16 S	5.0×10^{5}	59 Pr	0.18
17 Ci	4740	60 Nd	0.79
18 Ar	1.06×10^{5}	62 Sm	0.24
19 K	3500	63 Eu	0.094
20 Ca	6.25×10^{4}	64 Gd	0.42
21 Sc	31	65 Tb	0.076
22 Ti	2400	66 Dy	0.37
23 V	254	67 Ho	0.092
24 Cr	1.27×10^{4}	68 Er	0.23
25 Mn	9300	69 Tm	0.035
26 Fe	9.0×10^{5}	70 Yb	0.20
27 Co	2200	71 Lu	0.035

العنصر Element	الوفرة Abundance	العنصر Element	الوفرة Abundance
28 Ni	4.78×10^4	72 Hf	0.17
29 Cu	540	73 Ta	0.020
30 Zn	1260	74 W	0.30
31 Ga	38	75 Re	0.051
32 Ge	117	76O s	0.69
33 As	6.2	77 Ir	0.72
34 Se	67	78 Pt	1.41
35 Br	9.2	79 Au	0.21
36 Kr	41.3	80 Hg	0.21
37 Rb	6.1	81 Ti	0.19
38 Sr	22.9	82 Pb	2.6
39 Y	4.8	83 Bi	0.14
40 Zr	12	90 Th	0.045
41 Nb	0.9	92 U	0.027
42 Mo	4.0		

المصدر (A.G.W. Cameron, Written communication in Mason and Moore, 1982)



شكل 2 ـ 1 الوفرة النسبية للعناصر، نسبة إلى $Si = 10^4$، المرسومة ضد العدد الذري

المصدر (mason & Moore, 1982)

2 ـ 4 نظريات منشأ العناصر الكيميائية

طرحت أكثر من نظرية واحدة بشأن منشأ العناصر الكيميائية، غير أن النظرية التي تم اقتراحها من قبل (Burbridge et al, 1957) هي الأكثر قبولاً وتداولاً في المراجع العلمية والتي تتضمن تخليق العناصر الكيميائية من خلال التفاعلات

النووية في النجوم. وبسبب الوفرة الكونية الأكبر لعنصر الهيدروجين، افترضت النظرية المقترحة بأن نفس العنصر (الهيدروجين) يمثل المادة الأولية لتخليق بقية العناصر خلال المراحل المفترضة والمتعلقة بتطور النجوم.

2 ـ 4 ـ 1 مراحل تطور النجوم

تشير الآراء المطروحة في هذا المجال إلى أن بدايات تكوين النجوم حدثت وتحدث في المناطق الباردة من المجرات وفي المواد ما بين النجوم. وحسب الاعتقاد المتداول، فإن المراحل الأولىٰ من تشكيل النجوم، تبدأ نتيجة الاختلافات في ضغوط الغازات الناجمة عن ضغوط الإشعاع أو بسبب تأثير قوىٰ من المجال المغناطيسي. وفي بداية الأمر تنكمش النجوم الأولية بسبب زيادة قوىٰ الجذب فيها مما يؤدي إلى ارتفاع كثافتها ودرجات حرارتها. ويصاحب هذه المرحلة، إرتفاع في ضغوط الأجزاء الداخلية للنجوم، مما يؤدي إلى توقف انهيارها غير المستقر. تتضمن المراحل المبكرة من انكماش النجوم الأولية، زيادة سريعة في سطوعها (Brightness) مع ثبات (تقريباً) درجات حرارة سطحها. ويعقب هذه المرحلة استمرار الانكماش ولكن بمعدلات بطيئة مع زيادة درجة حرارة أسطح النجوم وسطوعها. ويستمر تطور النجوم من خلال مراحل عديدة من زيادة درجة حرارة لبها المتصاحب مع انكماشه والمحافظة على موازنة الطاقة بفعل التغييرات التي تحدث في الحجم الإجمالي للنجوم وسطوعها. وفي حالات قليلة الحدوث، يصبح لب النجم غير مستقر مما يؤدي إلى ما هو معروف بالانفجارات النجمية (supernova) وانتشار المواد في الفضاء ما بين النجوم. تعد هذه الظاهرة بالوصف المذكور، من الميكانيكيات المهمة في مناقشة تكوين كواكب مجموعتنا الشمسية.

خلال المراحل الموصوفة سابقاً من تكوين النجوم وتطورها، يحدث عدد من التفاعلات النووية ـ الحرارية التي يستهلك فيها أولاً عنصر الهيدروجين في لب النجوم لتخليق العناصر الخفيفة مع استمرار الانكماش البطيء للب النجوم. كما يتم تخليق العناصر الثقيلة من العناصر الخفيفة في داخل النجوم. وهو الأمر الذي يؤدي إلى انخفاض الضغط في داخل النجوم، غير أن تأثير هذا الانخفاض في داخل النجوم، غير أن تأثير هذا الانخفاض في الضغط تقابله في التأثير أو تلغيه، المحافظة على معدلات متوازنة من الانكماش الجذبي وبتأثير الارتفاع المتزامن في درجات الحرارة. إن الارتفاع الأكثر في درجات الحرارة داخل النجوم، يؤدي إلى

اتساع مساحة الطبقات الخارجية من النجوم بحيث تحقق الزيادة في كفاءة الإشعاع الإجمالي للنجوم والتخلص من طاقتها الزائدة.

2 ـ 4 ـ 2 مراحل تخليق العناصر الكيميائية ونظائرها

1 ـ احتراق الهيدروجين

يمثل إقتناص ذرات الهيدروجين للبروتونات ويتميز بارتفاع درجات الحرارة إلى (10^7 C^0) وارتفاع الكثافة إلى ($100gm/cm^3$). وتحدث في هذه المرحلة عدد من التفاعلات التي تؤدي بمجموعها إلى تكوين ذرات عنصر الهليوم (He).

2 ـ احتراق الهليوم

يحدث هذا من خلال تفاعلات الفا الثلاثية (triple α) لذرات الهليوم عند درجات حرارة تصل إلى (10^8 C^0) حوالي (10^3 gm/cm^3). وتتجاوز هذه المرحلة من التفاعلات النووية تخليق نوىٰ للعناصر بكتلة (5) و(8). عند هذه المرحلة من تطور النجوم، تتحول ذرات الهيدروجين إلى ذرات الهليوم والأخيرة تتحول إلى ذرات الكاربون والأوكسجين مع قليل من ذرات النيتروجين.

3 ـ احتراق الكاربون والأوكسجين

تعرف هذه التفاعلات بعمليات ألفا (α - process) وتحدث بفعل ارتفاع درجات الحرارة والكثافة نتيجة زيادة معدلات الانكماش (الانهيار) في النجوم. تتفاعل في هذه المرحلة ذرات الكاربون لتكوين النيون (Ne) والصوديوم (NA) والمغنيسيوم (Mg). بينما تتفاعل ذرات الأوكسجين لتكوين ذرات السليكون (Si) والفسفور (P) والكبريت (S) وربما ذرات الكلور (Cl) والارگون (Ar).

4 ـ احتراق السليكون

يتقدم مراحل تطور النجوم، تزداد درجات حرارتها مما تؤدي إلى ارتفاع معدلات التفاعلات النووية وتخليق نوىٰ العناصر بالعدد الكتلي (28 ـ 57) وأبرزها نوىٰ عنصر الحديد. وبتكوين مجموعة عناصر الحديد، تفتقر النجوم في هذه المرحلة إلى التفاعلات المجهزة للطاقة.

5 ـ اقتناص النيترونات البطيئة

تؤدي هذه التفاعلات إلى تكوين عناصر أثقل من الحديد ولغاية عنصر

البزموث (Bi) وبذروات منخفضة (شكل 2 ـ 1) لوفرة العناصر المستقرة بسبب انخفاض قابليتها على اقتناص النيترونات - neutron capture cross) . section)

6 ـ إقتناص النيترونات السريعة

اقترحت هذه التفاعلات لتخليق العناصر الأثقل من البزموث (Bi). وبسبب قابلية هذه العناصر على التحلل، تتكون نظائر بعض العناصر الغنية بالنيترونات. ويتكون الفيض الهائل (Fluxes) من النيترونات خلال الانفجارات الكتلية للنجوم التي تعرف بـ(supernova). ولهذه الانفجارات دور مهم في انتشار العناصر الكيميائية في الفضاء وربما استعادتها(؟).

7 ـ إقتناص البروتونات السريعة

تفسر هذه التفاعلات تخليق نظائر العناصر الغنية بالبروتونات. وتحدث هذه التفاعلات في الأجزاء الخارجية من الانفجارات الشمسية (النجمية) السطحية . (supernova)

أما تفاعلات تخليق العناصر: Li وBe وB فهي غير معروفة على وجه التحديد. وربما تمثل نواتج لفظ (spallation للنوىٰ الخفيفة من عناصر الأوكسجين والكاربون.

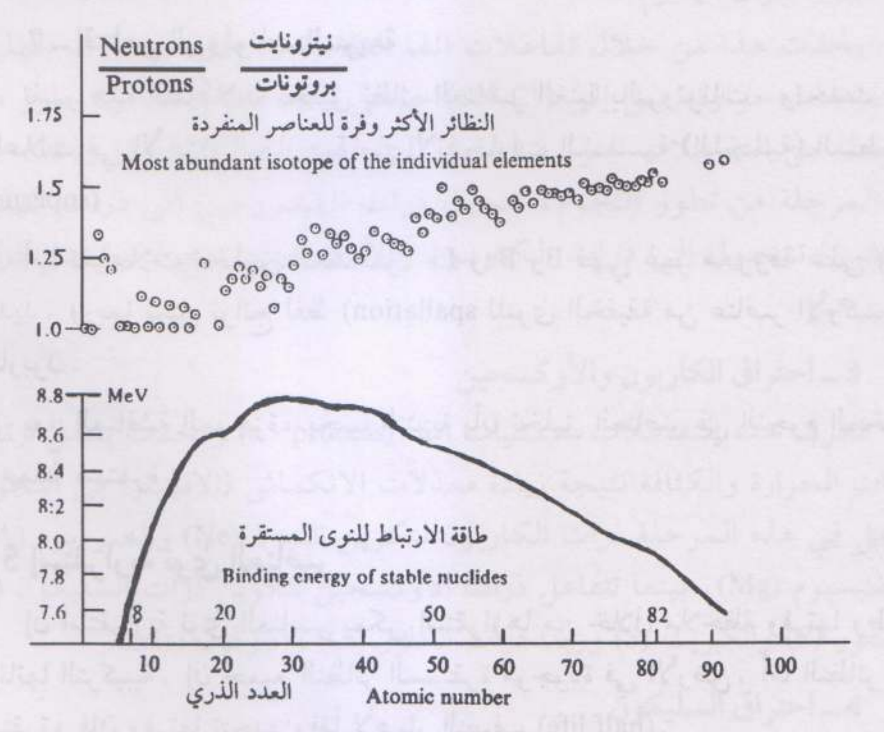
بعد المناقشة الموجزة، يجب التنويه بأن تخليق العناصر في النجوم المختلفة هي عملية مستمرة.

2 ـ 5 إستقرارية نوىٰ العناصر

إن استقرارية نوىٰ العناصر يمكن استقراؤها من خلال ملاحظة وفرتها وطبيعة مكوناتها التركيبية. إن جميع النظائر المستقرة موجودة في الأرض. أما النظائر غير المستقرة، فإن وفرتها تتحدد وفقاً لأعمار النصف (half life).

تحتوي نوىٰ العناصر أو النظائر كما هو معروف، على النيترونات والبروتونات. ويبدو أن استقرارية النظائر تعتمد على عدد البروتونات والنيترونات. ويمكن توضيح هذه العلاقة من خلال رسم نسبة عدد البروتونات إلى النيترونات مع العدد الذري (عدد البروتونات) وكما في الشكل (2 ـ 2) الذي يوضح أيضاً تباين طاقة الارتباط (bond energy). تقل نسبة البروتونات / النيترونات في النظائر الخفيفة ولغاية العنصر بعدد بروتونات (20). عند هذا العنصر يتساوىٰ عدد

النيترونات بعدد البروتونات في النواة. وعند الاتجاه نحو العناصر الأثقل يزداد عدد النيترونات مقارنة مع عدد البروتونات. أما بالنسبة لطاقة الارتباط، فتزداد بشكل سريع مع زيادة عدد البروتونات وتصل أعلى قيمة لها عند عنصر الحديد(Fe) بعدد بروتونات يساوي (26). ومع زيادة عدد البروتونات تقل طاقة الارتباط بشكل تدريجي. ويبدو أن استقرارية نوىٰ العناصر تعتمد على استقرارية مكوناتها من البروتونات والنيترونات. فالنوىٰ التي تحوي على أعداد زوجية من البروتونات والنيترونات (زوجي ـ زوجي) هي الأكثر وفرةً واستقراراً مقارنةً مع النوىٰ التي تحوي على (فردي ـ فردي). أما النوىٰ (فردي ـ زوجي)، فهي وسطية الاستقرار.



شكل 2 ـ 2 طاقات الارتباط ونسب النيترون إلى البروتون لنوىٰ العناصر

المصدر (Wedpohl, 1971)

غالباً ما تمتلك النوىٰ الأكثر وفرةً واستقراراً على عدد ذري يصل إلى (20) وتحتوي على نيترونات وبروتونات بنسبة 1:1 مثل: (%99.99)؛ $^{14}_{7}N$ (%99.63)؛ $^{40}_{20}Ca$ (%99.74) $^{4}_{2}He$ أما النوىٰ بالعدد الذري «السحري»: 2؛ 8؛ 20؛ 50؛ 82؛ 126 فتمتلك وفرة عالية واستقرارية خاصة لا يمكن تفسيرها إلا على أساس طبيعة

القوىٰ النووية المؤثرة فيها والتي لن تناقش تفاصيلها لكونها خارج إطار موضوع الكتاب الحالي.

إن غياب نظائر العناصر Tc وPm وAt وFr هو بسبب امتلاكها لقيمة منخفضة من عمر النصف، غير أن تحسس عنصر (Tc) في طيف النجوم الضخمة يمثل دليلاً على استمرار تخليق العناصر الكيميائية فيها.

الجزء الثاني
Part Two

جيوكيمياء
Geochemistry of
الأرض الحالية
the present Earth

الفصل الثالث
Chapter Three

الغلاف الجوي
The Atmosphere

3 ـ 1 تمهيد :

يمتد الغلاف الجوي ابتداءاً من سطح الأرض ولغاية الارتفاعات العالية التي تصل إلى حوالي (2000km) (Fergusson, 1982) . ويتركز حوالي (99%) من مكونات الغلاف الجوي في طبقة لا يتجاوز سمكها أكثر من (80km) . بشكل عام، تنخفض تدريجياً نسب هذه المكونات مع زيادة الارتفاع وتتلاشى في الفضاء الخارجي . وتوجد مكونات الغلاف الجوي بنسب مستقرة تقريباً في الارتفاعات الأقل من (60km) نتيجة فاعلية تيارات الحمل (convection currents) وتأثيرها في تجانس مكونات هذا الجزء من الغلاف الجوي، أما عند الارتفاعات الأكثر من (60km)، تنفصل هذه المكونات عن بعضها حسب أوزانها الجزيئية بسبب قوى جذب (gravitational force) الأرض . يعرف الجزء الأول (أقل من 60km) بالهوموسفير (homosphere) ويعد المادة الأساسية للدراسات الجيوكيميائية .

تبلغ النسبة المئوية لكتلة الغلاف الجوي إلى الكتلة الإجمالية للأرض حوالي (0.0001%) . بالرغم من هذه النسبة المنخفضة جداً، إلا أن للغلاف الجوي تأثيراً ملحوظاً على كيميائية مواد سطح الأرض . يعد الغلاف الجوي وسط لنقل المواد المهمة للتفاعلات الجيوكيميائية التي تحدث على سطح الأرض والمتمثلة بعمليات التجويه . يمثل الغلاف الجوي أيضاً جزءاً مهماً من الدورة الجيوكيميائية لعدد من العناصر الكيميائية . يحوي الغلاف الجوي على مكونات شحيحة، غير أن بعضها يعد أساسياً لإدامة حياة النباتات والبعض الآخر يعد ضرورياً لاستمرار جميع أشكال

الحياة (تقريباً) على سطح الأرض. بعد هذا الإيجاز السريع، يبرز السؤال الآتي: ما هي مكونات الغلاف الجوي؟

3 ـ 2 التركيب الكيميائي للغلاف الجوي:

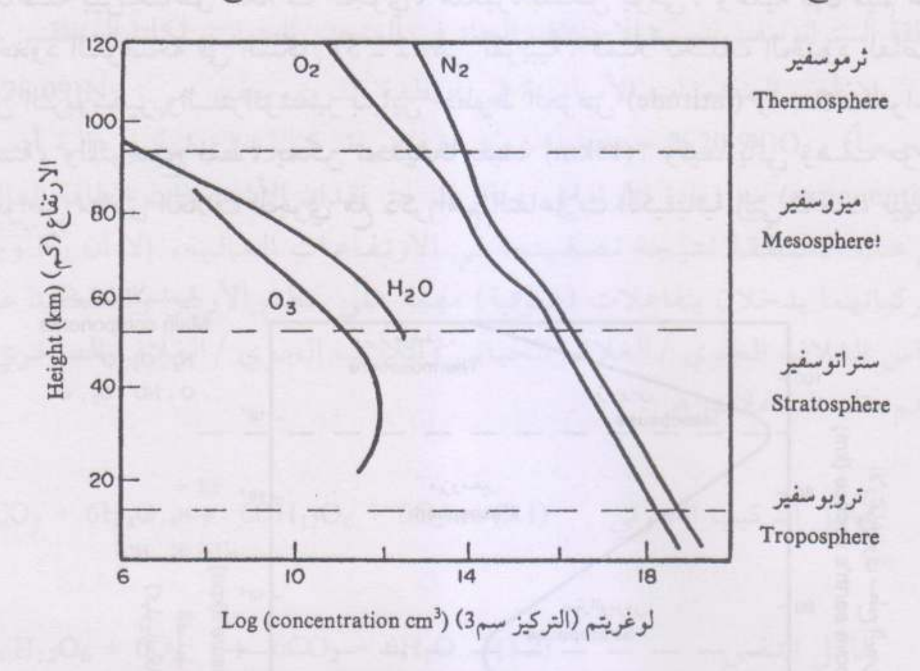
يحوي الغلاف الجوي على تركيب كيميائي بسيط يتألف من ثلاثة عناصر رئيسة وهي النيتروجين (N_2) والأوكسجين (O_2) والاركون (Ar) فضلاً عن المكونات الشحيحة: ثاني أوكسيد الكاربون (CO_2) وبخار الماء (H_2o) والنيون (Ne) والهليوم (He) والكريبتون (Kr) والزينون (Xe) والهيدروجين (H_2) وأوكسيد النيتروز (N_2O). يعرض الجدول (3 ـ 1) تراكيز (جزء بالمليون من الجزء، ppm) المكونات المختلفة للغلاف الجوي المقاسة عند سطح البحر.

جدول (3 ـ 1) التركيب الكيميائي
للهواء المجفف بالقرب من سطح البحر

المكونات Component	التركيز (حـ م م) Concentration (ppm)	المكونات Component	التركيز (ح م م) Concentration (ppm)
Major رئيس		Trace شحيح	
Dinitrogen, N_2	780,840	Neon, Ne	18.18
Dioxygen, O_2	209,460	Helium, He	5.24
		Methane, CH_4	1.4
		Krypton, Kr	1.14
		Dihydrogen, H_2	0.5
Minor ثانوي		Nitrous oxide, N_2O	0.25
Argon, Ar	9340	Carbon monoxide, CO	0.08
Carbon dioxide, CO_2	325	Ozone, O_3	0.025
Water vapour, H_2O	متباين	Ammonia, NH_3	6×10^{-3}
		Nitrogen dioxide, NO_2	4×10^{-3}
		Sulphur dioxide, SO_2	2×10^{-4}
المصدر (Fergusson, 1982)			

يعتقد بأن بعض مكونات الغلاف الجوي (وبضمنها N_2 وO_2 وAr) لا تتغير كثيراً خلال 10^8 إلى 10^9 سنة من الزمن الجيولوجي، بينما يُلاحظ تغيير كبير في نسب

المكونات الأخرى (بخار الماء وثاني أوكسيد الكاربون) خلال فترات قصيرة من الزمن. كما تبدي مكونات الغلاف الجوي تغايراً ملحوظاً مع زيادة الارتفاع. وباستثناء بخار الماء والأوزون والأوكسجين الذري، تنخفض بقية المكونات بشكل تدريجي مع زيادة الارتفاع (لاحظ الشكل 3 ـ 1 بالنسبة للـ(O_2 وN_2 مقارنة مع o H_2وO^2).



شكل 3 ـ 1 التغاير في تراكيز N_2 وO_2 وH_2O وO_3 مع الارتفاع

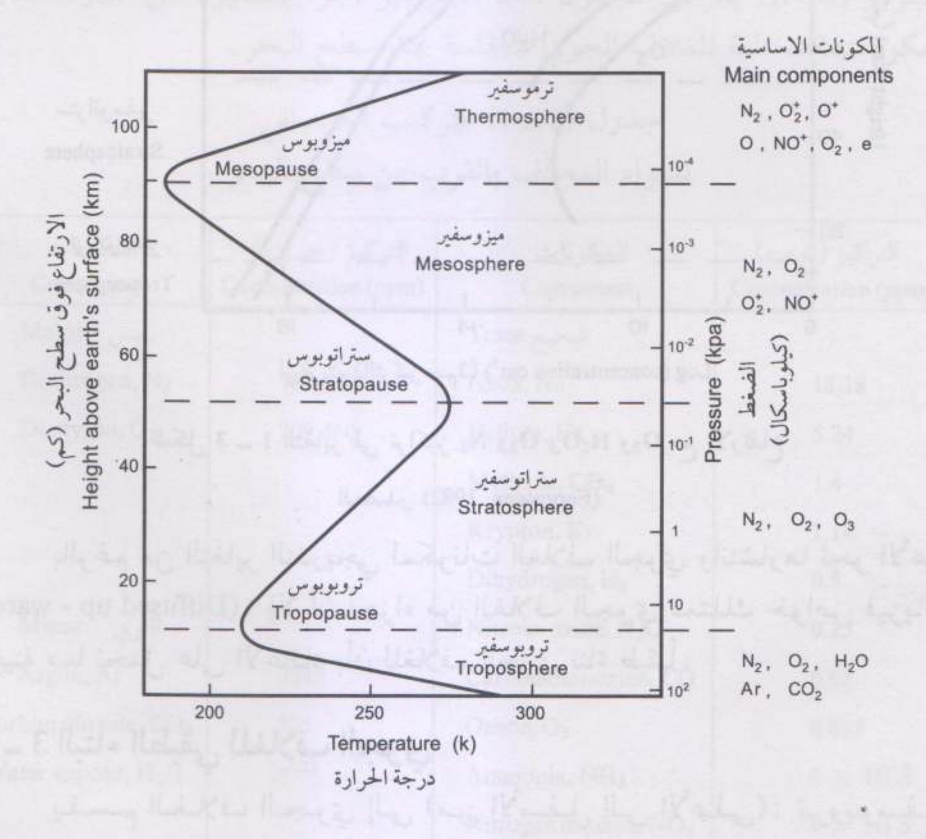
المصدر (Fergusson, 1982)

بالرغم من التغاير التدريجي لمكونات الغلاف الجوي وانتشارها نحو الأعلى (Diffused up - ward)، إلا أن أجزاء من الغلاف الجوي تمتلك خواص فيزيائية معينة مما تحمل على الاعتقاد بأن للغلاف الجوي بناءً طبقياً.

3 ـ 3 البناء الطبقي للغلاف الجوي

يقسم الغلاف الجوي إلى (من الأسفل إلى الأعلى): تروبوسفير (Troposphere) وستراتوسفير (Stratosphere) وميزوسفير (Mesosphere) وثرموسفير (Thermosphere). ويفصل بين كل منطقتين متجاورتين على التوالي: تروبوس (Tropose) وستراتوبوس (Stratopose) وميزوبوس (Mesopose) وثرموبوس (Thermopose) وكما هو موضح في الشكل (3 ـ 2) الذي يعرض تغاير درجات الحرارة (K^O) والضغط (kPa) فضلاً عن المكونات الأساسية في كل منطقة

من الغلاف الجوي. وتتميز كل منطقة بانحدار حراري (thermal gradient) وبمكونات كيميائية خاصة بها، ولا يلاحظ وجود تدوير رأسي (vertical circulation) لمكونات المناطق المتجاورة. ومن الجدير ذكره بأن الحدود (عمق) الفاصلة بين مناطق الغلاف الجوي، متغيرة بشكل يومي. وعليه فإن قيم هذه الحدود الموضحة في الشكل (3 ـ 2) هي تقريبية. فمثلاً تختلف الحدود الفاصلة بين التربوسفير والستراتوسفير بتباين خطوط العرض (latitude) واختلاف مواسم السنة، وللتوضيح فقط، يمكن تحديدها بقيمة (15km). وفيما يأتي وصف موجز لخواص مناطق الغلاف الجوي مع ذكر أهم التفاعلات الكيميائية التي تحدث فيها:



شكل 3 ـ 2: تغاير درجات الحرارة وتوزيع بعض المكونات الكيميائية في الغلاف الجوي

المصدر (Fergusson, 1982)

3 ـ 3 ـ 1 منطقة التربوسفير

تمتد على ارتفاع يتراوح (16 - 10km) وتنخفض درجات الحرارة فيها عن درجات الحرارة الاعتيادية (ambient) إلى حوالي ($200k^0$). ويلاحظ في هذه

المنطقة عناصر الظروف الجوية (weather) مثل الغيوم والأعاصير والزوابع، ويحدث فيها أيضاً إمتزاج سريع لمكوناتها الكيميائية خلال فترة زمنية لا تتجاوز الأسابيع في النصف الواحد من الكرة الأرضية وخلال السنة الواحدة إلى السنتين بين نصفي الكرة الأرضية الشمالي والجنوب. ولا يحدث الامتزاج الرأسي مع منطقة الستراتوسفير بسبب الاختلاف الحاد في المنحدر الحراري لكلتا المنطقتين.

إن أهم المكونات الأساسية في منطقة التروبوسفير هي: N_2(78.09% حجماً) وO_2(20.94% حجماً). وينخفض تركيزها بشكل دالة أسية (exponential) مع زيادة الارتفاع. وبالرغم من فقدان الأشعة ذات الطاقة العالية في هذه المنطقة نتيجة تصفيتها في الارتفاعات العالية، إلا أن N_2 وO_2 ومركباتهما يدخلان بتفاعلات (ضوئية) مهمة على سطح الأرض وبالتحديد عند تماس الغلاف الجوي / الغلاف الحياتي والغلاف الجوي / الغلاف الصخري. وأهم هذه التفاعلات هي:

تفاعل التركيب الضوئي $6CO_2 + 6H_2O \xrightarrow[\text{+ طاقة}]{+ hv} 6CH_{12}O_6 + 6O_2$..... (3.1)

تفاعل التنفس $C_6H_{12}O_6 + 6O_2 \xrightarrow[\text{- طاقة}]{-hv} 6CO_2 + 6H_2O$.... (3.2)

تفاعل التحلل المائي لـ Co_2 $CO_2 + H_2O \rightarrow H_2CO_3$..... (3.3)

تفاعل تثبيت النيتروجين $N_2 \xrightarrow[\text{نيتروجينية}]{\text{بكتريا}} NH_3 \rightarrow NO_2^{-1} + NO_3^{-1}$ (3.4)

تفاعل لأكسدة الحديد $2Fe + O_2 + H_2O \rightarrow 2Fe^{+2} + 4OH^{-1} \xrightarrow{\text{في التربة الهواء}} Fe_2O_3.XH_2O$. (3.5)

النيتروجين $N_2 + O_2 \xrightarrow[\text{كهربائية}]{\text{شرارة}} 2NO \xrightarrow[\text{الأوكسجين}]{\text{بوفرة}} 2NO_2$...... (3.6)

3 ـ 3 ـ 2 منطقة الستراتوسفير

تمتد بين الارتفاعات (60km - 15km) وتمتلك انحداراً حرارياً موجباً، إذ تزداد الحرارة وتصل إلى حوالي ($290k^0$ - $280k^0$). إن أهم المكونات الكيميائية الأساسية لهذه المنطقة هي: N_2 وO_2 وO_3 وكميات من H_2O الفعال بسبب تأثير الأشعة فوق البنفسجية بطول موجه أكبر من (190nm). وتمتص الأشعة بطول موجة أقل من (340nm) في منطقة الستراتوسفير في التفاعلات المختلفة. فمثلاً تمتص الأشعة بطول موجة أقل من (242nm) في التفاعل الآتي:

$O_2 + hy \rightarrow O + O^*$ .... (3.7) O^* ذرة أوكسجين مهيجة

ويتحد الأوكسجين الذري المهيج من التفاعل أعلاه (3.7) مع جزئية الأوكسجين لتكوين الأوزون كما في التفاعل الآتي:

$O^* + O_2 + M \rightarrow O_3 + M^*$........ (3.8) M^* ذرة عنصر مهيجة

إن رجوع الذرة المهيجة M^* إلى حالتها الاعتيادية M يصاحبه تحرير طاقة بشكل حرارة مما يفسر ارتفاع درجات الحرارة في منطقة الستراتوسفير فضلاً عن تحرير الأشعة تحت الحمراء الممتصة من قبل الأوزون.

أما امتصاص الأشعة بطول موجة أقل من (340nm) من قبل الأوزون، فيؤدي إلى التفاعل الآتي:

$O_3 + hy \rightarrow O_2 + O$ .... (3.9)

ويعقبه التفاعل الآتي:

$O_3 + O \rightarrow 2O_2$ .... (3.10)

إن التفاعلات (3.7 ـ 3.10) تشير إلى هدم وبناء للأوزون وكما هو معروف بميكانيكية (Chapman). إن وفرة الأوزون تؤدي إلى دخوله في عدد في التفاعلات الآتية:

$NO + O_3 \rightarrow NO_2 + O_2$ .... (3.11)

$NO_2 + O \rightarrow NO + O_2$ .... (3.12)

$NO_2 + hv \rightarrow NO + O$ .... (3.13)

وهذه التفاعلات مسؤولة عن فقدان حوالي 70% من الأوزون.

إن امتصاص الأشعة فوق البنفسجية في منطقة التروبوسفير يمنع كما هو معروف، مرور الأشعة بطول موجة أقل من (290nm) وأغلب الأشعة بطول موجة

ما بين (290nm) و(320nm). وبهذا يمكن المحافظة على أشكال الحياة وإدامتها على سطح الأرض، غير أن هذه الحالة ربما لا تستمر بسبب إضافة الملوثات إلى الغلاف الجوي نتيجة الفعاليات الحضارية للإنسان.

3 ـ 3 ـ 3 منطقة الميزوسفير

تمتد هذه المنطقة بين الارتفاعات (حوالي 50km - 90km) ويلاحظ فيها انخفاض درجات الحرارة إلى ($200k^0$). وتحتوي المنطقة على المكونات الأساسية: N_2 و O_2 و O_2^+ و NO^+.

3 ـ 3 ـ 4 منطقة الثرموسفير

تبدأ المنطقة من الارتفاعات (حوالي 90km). ويلاحظ زيادة درجات الحرارة إلى حوالي ($1300k^0$). وتحتوي على المكونات الأساسية: N_2 وO_2 وO^+ و NO^+. وبسبب الأشعة ذات الطاقة العالية التي تصل هذه المنطقة، فإن تفاعلات ضوئية تحدث فيها كما في المعادلة الآتية:

$$O_2 \xrightarrow{hv} O + O \qquad (3.14)$$

إن زيادة درجات الحرارة في هذه المنطقة يمكن تفسيرها على أساس امتصاص الأشعة بطول موجة يتراوح (135nm- 176nm). وتعرف هذه المنطقة أيضاً بمنطقة الإيونوسفير (ionosphere) بسبب حدوث التأين للجزئيات ولذرات العناصر. إن هذه المنطقة مسؤولة عن انعكاسات الموجات الراديوية.

3 ـ 4 موازنة المكونات الكيميائية للغلاف الجوي

عرضنا في الفقرات السابقة والجدول (3 ـ 1) محتويات الغلاف الجوي من المكونات الكيميائية الممثلة أساساً بالنيتروجين والأوكسجين والارگون فضلاً عن مكونات ثانوية أخرى. غير أن هذه المكونات ليست في حالة توازن مستقر (static equilibrium). في هذا المجال يستخدم مصطلح معدل العمر (mean lifetime) والذي يعني معدل مكوث أو إقامة (بوحدة الزمن) المكونات الكيميائية في الغلاف الجوي (mason & Moore, 1982). فمثلاً يعاد تدوير الأوكسجين كل حوالي (2000) سنة، في حين يعاد تدوير ثاني أوكسيد الكاربون كل حوالي (30) سنة، بينما يتراوح معدل إقامة جزيئة النيتروجين بين (10 ـ 100) مليون سنة بسبب عدم

دخوله في تفاعلات عديدة تكفل إعادته أو انتقاله بشكل ذرات من وإلى الغلاف الجوي.

3 ـ 4 ـ 1 موازنة النيتروجين

تقتصر تفاعلات النيتروجين على التفاعلات الضوئية وتفريغ الشحنة الكهربائية التي تؤدي إلى تحويل جزيئة النيتروجين إلى نترات فضلاً عن التثبيت الحياتي للنيتروجين الذي يتضمن أكسدة النترات (NO_3^{-1}) إلى نايترايت (NO_2^{-1}) أو اختزالها إلى الأمونيا. تستغل البكتريا هذه الأشكال من النيتروجين كمصدر يجهزها بالطاقة. يتم استعادة جزيئة النيتروجين إلى الغلاف الغازي من خلال عمليات تحرير الطاقة.

3 ـ 4 ـ 2 موازنة الأوكسجين

يضبط إتزان الأوكسجين في الغلاف الجوي تفاعلات عملية التركيب الضوئي. ويستهلك الأوكسجين في عمليات التنفس وأكسدة المواد العضوية واللاعضوية خلال عمليات التجوية. وتبلغ الكميات المستهلكة حوالي (99%) من الأوكسجين المتحرر عن عملية التركيب الضوئي. غير أن الوفرة الإضافية للأوكسجين هي بسبب انطمار المواد العضوية تحت سطح الأرض قبل أكسدتها إلى ثاني أوكسيد الكاربون. من المعروف بأن هناك أدلة جيولوجية على زيادة كمية الأوكسجين في الغلاف الجوي خلال الزمن الجيولوجي. وهنا يبرز سؤالان: هل إن كميات الأوكسجين تستمر بالزيادة في المستقبل؟ هل وصلت كميات الأوكسجين إلى حالة الاتزان؟ تحتاج هذه الأسئلة إلى أجوبة مقنعة.

3 ـ 4 ـ 3 موازنة الكاربون

يشبه ثاني أوكسيد الكاربون الأوكسجين في دخوله في عملية التركيب الضوئي، غير أن العملية الرئيسة المتحكمة في وفرته في الغلاف الجوي هي ذوبانه وتفاعله مع الماء. يعد ثاني أوكسيد الكاربون عالي الذوبان في الماء مقارنة مع الأوكسجين والنيتروجين حيث تبلغ نسبة ذوبانهم 70 : 2 : 1 على التوالي. وعليه فإن معظم الأوكسجين والنيتروجين موجود في الغلاف الغازي بينما تتوفر معظم كميات CO_2 الحر في مياه المحيطات والبحار فضلاً عن كاربونات الكالسيوم لقيعان المحيطات أو رواسب القارات من كاربونات الكالسيوم.

لا يوجد الكاربون في الغلاف الجوي بشكل CO_2 فقط ولكن بأشكال أخرى مثل CO وCH_4 ومواد عضوية. يتحرر CO من الأكسدة الكيميائية الضوئية للمواد

العضوية أو بتحلل أو تفكك CO_2 . أما CH_4 فيضاف إلى الغلاف الجوي نتيجة التحلل البكتيري للمواد العضوية، إلا أن تفاعلات الأكسدة تؤدي إلى فقدانه.

3 ـ 4 ـ 4 موازنة الغازات النبيلة

يحوي الغلاف الجوي على كميات قليلة من الغازات النبيلة وبشكل خاص غاز الأرگون. ومن المعروف بأن لهذه الغازات ميلاً للبقاء في الغلاف الجوي وعدم دخولها في التفاعلات الكيميائية التي تؤدي إلى فقدانها من الغلاف الجوي. ولكن يلاحظ شواذ في وفرة غاز الأرگون مقارنة مع باقي الغازات النبيلة، بسبب أن Ar ناتج عن التحلل الإشعاعي لنظير البوتاسيوم (40) في القشرة الأرضية مما يؤدي إلى تراكم كميات كبيرة منه في الغلاف الجوي خلال الزمن الجيولوجي. وبالرغم من أن He يعد ناتج تحلل أيضاً ويشكل أشعة ألفا (α)، إلا أنه يمتلك وزناً ذرياً منخفضاً يؤدي إلى فقدانه ببطء من خلال انتشاره في الفضاء الخارجي.

3 ـ 4 ـ 5 المكونات المتغيرة

يمثل بخار الماء أهم المحتويات المتغيرة للغلاف الجوي وبمدى يتراوح بين (0.02% - 4%). ويعتمد هذا على عدد من العوامل ومن أبرزها درجة الحرارة التي تتغير باختلاف خطوط العرض. يعد بخار الماء عاملاً مهماً في تنظيم الظروف الجوية من ناحية ورفع درجات حرارة (مع CO_2) الغلاف الجوي وذلك من خلال امتصاص طاقة الأشعة المنعكسة أو المعادة إشعاعها من على سطح الأرض (ظاهرة البيت الزجاجي).

تعد مركبات الكبريت من ملوثات الغلاف الجوي أكثر مما تمثله من مكونات طبيعية. ومن أهم أشكال مركبات الكبريت هو غاز كبريتيد الهيدروجين (H_2S) الذي ينشأ عن عمليات التعفن (putrefication) أو يضاف مع غازات (SO) إلى الغلاف الجوّي خلال ثوران البراكين. وهناك مصادر محلية لزيادة مركبات الكبريت في الغلاف الجوي وهي مناطق حرق الفحم الحجري والمناطق الصناعية بشكل عام غير أن (30%) من محتويات الغلاف الجوي من (SO_2) ناتج عن الفعاليات اليومية للإنسان. وبسبب معدل إقامة SO_4 في الغلاف الجوي البالغ (40) يوماً، فإنه يتعرض للإذابة في الماء وغسله بوساطة مياه الأمطار والتي تعرف بالأمطار الحامضية أو بوساطة الترسيب الجاف (الغبار الساقط).

يحوي الغلاف الجوي أيضاً على كلوريد الصوديوم وجذر الكبريتات والمشتقين من رذاذ مياه البحار والمحيطات (sea spray). ويعتقد بأن هذه

المكونات مدورة (cyclic) ومسؤولة عن محتوى المياه البرية منها.

تضاف الهالوجينات (I, Br, F) إلى الغلاف الجوي من مصادر مختلفة. يضاف الفلور كملوث صناعي نتيجة حرق الوقود والمواد الحاوية على الفلور أو متحرراً من صناعة الأسمدة الفوسفاتية. يضاف الفلور في مناطق من ايسلندة (Iceland) بشكل (HF) نتيجة الفعاليات البركانية مما يؤدي إلى التأثير على البيئة المحيطة. ويحوي أيضاً الغلاف الجوي على (Br وIr) ولكن بكميات قليلة جداً ومتغيرة. ويعتقد بأنهما مشتقان من مياه البحار والمحيطات. وتشير المقارنة إلى اختلاف نسب I:Br:Ci البالغة 0.00021:0:34 في مياه البحار والمحيطات نسبة إلى 0.5:5:100 في مياه الأمطار. توضح هذه المقارنة الإغناء النسبي للبروم (Br) والإغناء الكبير لليود (I) في الغلاف الجوي.

زاد الاهتمام في السنوات الأخيرة بتأثير مكائن الاحتراق الداخلي في تلوث الغلاف الجوي للمدن الكبيرة. وتعد مختلف أنواع هذه المكائن مصدراً لتلوث الغلاف الجوي بـ (CO) و(NO) وعنصر الرصاص (pb).

الفصل الرابع
Chapter Four

الغلاف المائي
The Hydrosphere

4 ـ 1 تمهيد

تبلغ نسبة مشاركة كتلة الغلاف المائي حوالي (0,024%) من كتلة الأرض الإجمالية. وبالرغم من هذه القيمة المنخفضة، يعد الماء وسطاً مركزياً مهماً في الأرض الحالية. ويؤكد على هذا، وجوده بمساحات وفي مواقع وبحالات مختلفة تشكل بمجموعها الغلاف المائي للأرض. يتألف الغلاف المائي من المياه المالحة (98,3%) والمياه العذبة (0,1%) والثلج (1,6%) وبخار الماء في الغلاف الجوي (0,001%) فضلاً عن مياه المسامات (pore water) أو المياه الحبيسة (conate water) والمياه المرتبطة في التركيب البلوري للمعادن المائية (hydrated minerals).

إن انتقال الماء عبر الأنطقة السطحية للأرض يوفر ميكانيكية التغيير الكيميائي من خلال عمليات التجويه وقابلية الماء على نقل المواد بأشكال مختلفة من الحمولة مثل الحمولة الذائبة (soluble load) والحمولة العالقة (suspension load). تنتقل أيضاً المياه خلال مراحل دورتها الطبيعية. ويبلغ حجم المياه المتبخرة من سطح المحيطات (3.5×10^5 km^3) حوالي خمسة أضعاف حجم المياه المتبخرة (7×10^4 Km^3) من القارات، بينما يصل حجم الساقط المطري على منطقة المحيطات (3.2×10^5 km^3) حوالي ثلاثة أضعاف حجم الساقط المطري (1.0×10^5 km^3) على منطقة القارات. ماذا يعني هذا؟ يختلف زمن إقامة المياه في الأنطقة السطحية للأرض حيث يبلغ زمن إقامتها بحدود عشرات الأيام في الغلاف الجوي ويصل إلى عدة سنوات في الأنهار بينما يبلغ حدود عشرات الألوف من السنين في المحيطات.

تتوزع كتلة الغلاف المائي على النحو الآتي: (1.41×10^{18} ton) لمياه البحار و(2.9×10^{6} ton) للثلوج و(8.4×10^{15} ton) للمياه الجوفية و(1.3×10^{14} ton) لمياه البحيرات العذبة و(1.0×10^{14} ton) للمياه المالحة في البحيرات والبحار الداخلية و(1.3×10^{13} ton) لبخار الماء و(1.3×10^{12} ton) لمياه الأنهار. تشير المقارنة إلى أن كتلة مياه البحار تفوق كثيراً كتل أشكال الماء الأخرى فضلاً عن المساحة التي تشغلها (70,8%) من سطح الأرض وإمكانية استخداماتها الاقتصادية وتأثيرها على أنطقة الأرض الأخرى. ما هي الصفات الكيميائية والفيزيائية للمياه المالحة أي مياه البحار والمحيطات؟ هل تمتلك تركيب بنائي معين؟

4 ـ 2 الصفات الفيزيائية والكيميائية لمياه البحار:

يعرض الجدول (4 ـ 1) مساحة وحجم وكتلة المياه المالحة فضلاً عن مديات ومعدلات درجات الحرارة والضغط والكثافة والأعماق و(الدالة الحامضية pH).

جدول 4 ـ 1 البيانات الفيزيائية العامة للمياه المالحة (المحيطات)

درجة الحرارة	Temperature	المعدل	5^{0}C
		المدى	1^{0} C (deep water) to ~ 30^{0} C (tropical surface water)
الضغط	Pressure	المعدل	200 bars (20MPa)
		المدى الشائع	~ 1 bar (surface) to 240 bars (at 5500m depth)
الكثافة	Density	المعدل	$1.024 gml^{1}$
العمق	Depth	المعدل	3730m
		أكبر ما يمكن	10850m? (Mariana trench)
الحجم الكلي	Total volume		1.36×10^{9} km^{3}
الكتلة الكلية	Total mass		1.40×10^{24} g
المساحة الكلية	Total area		3.62×10^{8} km^{2}
الدالة الحامضية	PH		8.1 ± 0.2

المصدر (Henderson, 1982)

من بين الخواص المعروضة في الجدول (4 ـ 1)، تستقطب الدالة الحامضية (pH) اهتمام الأخصائيين في الجيوكيمياء. كما هو معلوم، تعتمد قيمة الدالة الحامضية (PH = - لوغريتم $[H^{+}]$) على تركيز ايون الهيدروجين أو الهيرونيوم (H_3

(O^+ مقدر بالوحدة مول باللتر ($mole1^{-1}$). ويعتقد بدون شك، بأن وجود حالة التوازن بين المياه المالحة ومحتوى (CO_2) في الغلاف الجوي والممثلة بمنظومة (CO_2 - HCO_3^-1 - CO_3^{-2}) هي المسؤولة عن قيمة (8) للدالة الحامضية. وتتحكم بهذه المنظومة جزئياً الفعاليات الحياتية. كما تؤثر تفاعلات بعض المعادن في المحافظة (Buffer) على قيمة pH للمياه المالحة وحسب المعادلة الآتية:

$3Al_2\ Si_2\ O_5\ (OH)_4 + 4SiO_2 + 4k^+ + Ca^{2+} + 9H_2O \rightarrow 2kCa\ Al_3\ Si_3\ O_{16}$

$(H2O)_6 + 6H$ +أطوار السليكا معدن الكاوولينايت أطوار معدنية . . . . (1 ـ 4)

تتحكم في منظومة التفاعلات الآتية: $(CO_2 - \overset{-1}{HCO_3} - \overset{-2}{CO_3})$

$CO2 \rightleftarrows CO2 ......\ (4.2)\ K_H = 3.79 + 10^{-2}\ mole\ l^{-1}\ atm^{-1}$

غاز ذائب في المياه المالحة غاز الغلاف الجوي

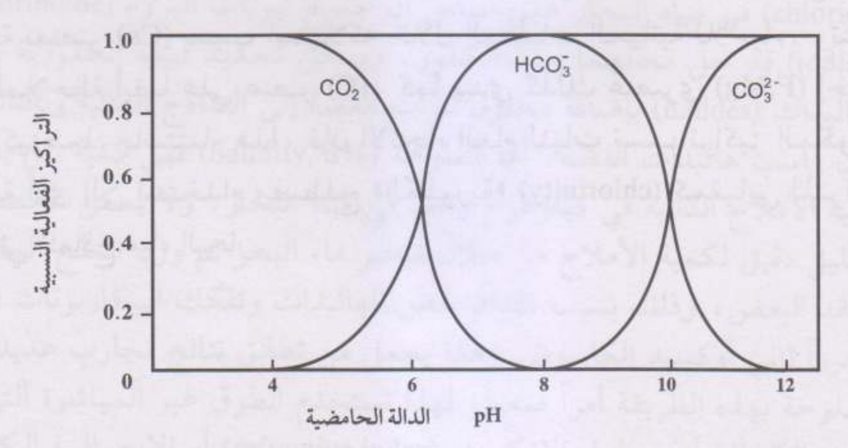
$CO_2 + H2O \rightleftharpoons H2\ CO_3\ ....\ (4.3)\ k = 2 \times 10^{-3}$

مذاب

$H_2\ CO_3 \rightleftharpoons HCOO_3^{-1} {}_{+}H^+ ....\ (4.4)\ k = 4.2 \times 10^{-7}$

$HCO_3^{-1} \rightleftharpoons CO_3^{-2} + H^+ ....\ (4.5)\ k = 4.8 \times 10^{-11}$

تشير التفاعلات أعلاه إلى تباين تراكيز [CO_3^{-2}] و[HCO_3^{-1}] و[$H_2\ CO_3$] أو [CO_2] الذائب باختلاف قيمة الدالة الحامضية (pH) وكما يوضحها الشكل (4 ـ 1).



شكل 4 ـ 1 مرتسم تباين توزيع المركبات CO_3^{-2} - HCO_3^{-1} - CO_2
في الماء باختلاف قيمة الدالة الحامضية (ماء)

المصدر (Fergusson, 1982)

تشير نتائج التحليل الكيميائي للمياه المالحة والشكل (4 ـ 1) إلى هيمنة HCO_3^{-1} على باقي الأشكال (species) الأخرى. ويضبط تفاعل HCO_3^{-1} مع الماء التفاعلين الآتيين:

$$HCO_3^{-1} + H2O \rightleftharpoons CO_3^{-2} + H^+ \text{ .... } (4.6)k = 4.8 \times 10^{-11}$$

التفاعل الحامضي

$$HCO_3^{-1} + H_2O \rightleftharpoons H_2CO_3 + \overset{-1}{O}H \text{ .... } (4.7)k = 2.4 \times 10^4$$

التفاعل القاعدي

يتضح من المعادلة (4.6) و(4.7) بأن ثابت التفاعل القاعدي أكبر بحدود (5000) مرة من ثابت التفاعل الحامضي. ولهذا السبب تعد المياه المالحة (مياه البحار والمحيطات) قاعدية التفاعل ويصل معدلها (pH) فيها إلى 8.1 ± 0.2.

4 ـ 2 ـ 1 المكونات الأساسية لمياه البحار:

يعرض الجدول (4 ـ 2) تراكيز المكونات الرئيسة لمياه البحار. يلاحظ في هذا الجدول بأن تراكيز أحد عشر عنصراً (F, B, Sr, Br, K, Ca, S, Mg, Na, Cl, C) تشكل حوالي (99.9%) من نسبة الأملاح الذائبة. ومن المعروف بأن نسب تراكيز سبعة منها (B, Sr, Br, K, S, Na, Cl) تبقى ثابتة تقريباً. أما بقية العناصر فتبدي إختلافات قليلة وأحياناً ملحوظة. فمثلاً، تفتقر الأعماق الضحلة من المياه المالحة بعنصر (Ca) بسبب استهلاكه خلال العمليات الحياتية للأحياء. وتنطبق نفس الملاحظة أيضاً على عنصر (C). كما يبدي كذلك عنصري (F,Mg) إختلافاً في تراكيزهما. باستثناء هذا، فإن الاتجاه العام لثبات نسب تراكيز المكونات الرئيسة أدى إلى استخدام مصطلح «الكلورية» (chlorinity) كمقياس للتركيب الكيميائي لنماذج مياه البحار.

جدول 4 ـ 2 المكونات الرئيسة الذاتية في مياه البحار (Cl = 19%)

الأيون Ion	الكلورية 19% Cl = 19%	بالمائة Percent
Cl	18.980	55.05
Br	0.065	0.19
SO_4	2.649	7.68
HCO_3	0.140	0.41
F	0.001	0.00
H_3BO_3	0.026	0.07
Mg	1.272	3.69
Ca	0.400	1.16
Sr	0.008	0.03
K	0.380	1.10
Na	10.556	30.61
Total المجموع	34.477	99.99

المصدر (Masson Moore, 1982)

تعرف الكلورية (Cl%0) على أنها التراكيز (مل، ml) لأيون الكلور (chloride) في مياه البحار على أساس أن جميع ايونات البروم (bromide) واليود (iodide) قد حل محلهما أيون الكلور. ويمكن تحديد قيمة الكلورية بترسيب الهاليدات (halides) بإضافة محلول نترات الفضة إلى النماذج المائية وبالتالي إيجاد وزن راسب هاليدات الفضة. أما الملوحة (Salinity, S%) فهي كمية أقل بقليل من كمية الأملاح الذائبة في كيلوغرام واحد في مياه البحار. ولا يمكن الحصول على تحليل دقيق لكمية الأملاح من خلال تبخير ماء البحر ثم وزن الملح المتبقي كما يعتقد البعض، وذلك بسبب فقدان بعض الهاليدات وتفكك البيكاربونات (HCO_3^{-1}) محرراً ثاني أوكسيد الكاربون. وهذا يجعل من تطابق نتائج تجارب عديدة لتعيين الملوحة بهذه الطريقة أمراً صعباً. لهذا تستخدم الطرق غير المباشرة التي تعتمد على الكثافة أو معامل الانكسار (refractive index) أو الايصالية الكهربائية (electrical conductivity) أو الكلورية حسب المعادلة الآتية:

$$S‰ = 1.80655\ Cl\ ‰ \quad (4.8)$$

تتراوح قيم الملوحة لمياه المحيطات المفتوحة بين (32 % ـ 37 %) وبمعدل (35%) الذي يكافئ حوالي (19%) من الكلورية. يلاحظ أيضاً اختلاف قيمة الملوحة بتباين أعماق مياه البحار واختلاف مواقعها الجغرافية. فمثلاً في المياه السطحية لمناطق البحار المعرضة للتبخير الشديد وقلة الأنهار، كما هو الحال في منطقة الخليج العربي والبحر الأحمر، تصل الملوحة إلى (42%)، بينما تنخفض مثلاً، في بحر البلطيق إلى ما بين (2% ـ 7%) نتيجة رفده بمياه عذبة توفرها الأمطار الغزيرة ومياه الأنهار وانخفاض معدلات التبخير.

إن إعادة حساب تراكيز المكونات الرئيسة الموضحة في الجدول (4 ـ 2) بشكل أو بصيغ افتراضية للأملاح الذائبة (جدول 4 ـ 3)، تشير إلى أن كلوريد الصوديوم وكلوريد المغنيسيوم وكبريتات الصوديوم وكلوريد الكالسيوم وكلوريد البوتاسيوم تشكل معاً (98%) من كمية الأملاح الذائبة في مياه البحر مع انفراد كلوريد الصوديوم بأعلى قيمة مقارنة مع بقية الأملاح المحسوبة.

الجدول (4 ـ 3) النسبة المئوية وزناً لمكونات المواد المذابة في ماء البحر

المكونات	الصيغة الكيميائية	النسبة المئوية وزناً
كلوريد الصوديوم	$NaCl$	67.1
كلوريد المغنيسيوم	$MgCl_2$	14.2
كبريتات الصوديوم	Na_2SO_4	11.2
كلوريد الكالسيوم	$CaCl_2$	3.1
كلوريد البوتاسيوم	KCl	1.9
أملاح أخرى	-	2.5

المصدر (Miayke, 1965)

4 ـ 2 ـ 2 المكونات الثانوية والشحيحة للمياه المالحة:

يعرض الجدول (4 ـ 4) معدلات تراكيز العناصر الرئيسة والثانوية والشحيحة في مياه البحار بملوحة (35%) فضلاً عن أشكال (species) وفرتها زمن إقامتها. بخلاف العناصر الرئيسة، لا يلاحظ استقرار في تراكيز العناصر الثانوية والشحيحة نتيجة الفعاليات الحياتية. تصل هذه الفعاليات ذروتها في مياه الطبقات السطحية من البحار والمحيطات مما يؤدي إلى افتقارها بعناصر التغذية (nutreint element)

بسبب إزالتها من قبل الأحياء الميتة الغاطسة إلى القاع. وعليه فإن الفعاليات الحياتية في المياه السطحية تعتمد على وفرة عناصر التغذية. وتصنف العناصر حسب دخولها في الفعاليات الحياتية إلى ثلاثة مجاميع:

1 ـ **العناصر المحددة للفعاليات الحياتية**: وتشمل العناصر التي تنخفض تراكيزها كلياً تقريباً في المياه السطحية مقارنة مع مياه الأعماق، مثل: Si, P, N.

2 ـ **العناصر وسطية التحديد للفعاليات الحياتية**: هي العناصر التي تنخفض تراكيزها جزئياً.

مثال: Ra, C, CO, Ba.

جدول 4 ـ 4 البيانات الجيوكيميائية لمياه البحار (S = 35%)

العنصر Element	التركيز molar	Concentration mgl^{-1}	الأشكال الأساسية Principal species	زمن الإقامة (سنين) Residence time (years)
He	1.7×10^{-9}	6.8×10^{-6}	He gas	-
Li	2.6×10^{-5}	0.18	Li^+	2.3×10^6
Be	6.3×10^{-10}	5.6×10^{-6}	$BeOH^+$	-
B	4.1×10^{-4}	4.44	H_3BO_3 $B(OH)_4$	1.3×10^7
C	2.3×10^{-3}	28	HCO_3, CO_3^{2-}	-
N	-	-	N_2, NO_3, NO_2	-
O	-	-	O_2 gas	-
F	6.8×10^{-5}	1.3	F, MgF^+	5.2×10^5
Ne	7×10^{-9}	1.2×10^{-4}	Ne gas	-
Na	0.468	1.077×10^4	NA^+	6.8×10^7
Mg	5.32×10^{-2}	1.29×10^3	Mg^{2+}	1.2×10^7
Al	7.4×10^{-8}	2×10^{-3}	$Al(OH)_4^-$	1.0×10^2
Si	7.1×10^{-5}	2	$Si(OH)_4$	1.8×10^4
P	2×10^{-6}	6×10^{-2}	$HPO_4^{2-}, MgPO_4^-$	1.8×10^5
S	2.82×10^{-2}	9.05×10^2	$SO_4^{2-}, NaSO_4^{2-}$	-
Cl	0.546	1.94×10^4	Cl^-	1×10^8
Ar	1.1×10^{-5}	0.43	Ar gas	-
K	1.02×10^{-2}	3.8×10^2	K^+	1×10^6

العنصر Element	التركيز Concentration molar	mgl^{-1}	الأشكال الأساسية Principal species	زمن الإقامة (سنين) Residence time (years)
Ca	1.03×10^{-2}	4.12×10^{2}	Ca^{2+}	1×10^{-6}
Sc	1.3×10^{-11}	6×10^{-7}	$Sc(OH)_3$	4×10^{4}
Ti	2×10^{-8}	1×10^{-3}	$Ti(OH)^4$	1.3×10^{4}
V	5×10^{-8}	2.5×10^{-3}	$H_2VO_4^{2-}$	8×10^{4}
Cr	5.7×10^{-9}	3×10^{-4}	$Cr(OH)_3, CrO_4^{2-}$	6×10^{3}
Mn	3.6×10^{-9}	2×10^{-4}	$Mn^{2+}, MnCl^{+}$	1×10^{4}
Fe	3.5×10^{-8}	2×10^{-3}	$Fe(OH)_2$	2×10^{2}
Co	8×10^{-10}	5×10^{-5}	$Co^{2+}, CoCO_3$	3×10^{4}
Ni	2.8×10^{-8}	1.7×10^{-3}	Ni^{2+}	9×10^{4}
Cu	8×10^{-9}	5×10^{-4}	$CuCO_3, CuOH^{+}$	2×10^{4}
Zn	7.6×10^{-8}	4.9×10^{-3}	$ZnOH^{+}, ZnCO_3$	2×10^{4}
Ga	4.3×10^{-10}	3×10^{-5}	$Ga(OH)_4^{-}$	1×10^{4}
Ge	6.9×10^{-10}	5×10^{-5}	$GeO(OH)_3^{-}$	-
As	5×10^{-8}	3.7×10^{-3}	$HAsO_4^{2}$	5×10^{4}
Se	2.5×10^{-9}	2×10^{-4}	SeO_3^{2-}	2×10^{4}
Br	8.4×10^{-4}	67	Br^{-}	1×10^{8}
Kr	2.4×10^{-9}	2×10^{-4}	Kr gas	-
Rb	1.4×10^{-6}	0.12	Rb^{+}	4×10^{6}
Sr	9.1×10^{-5}	8	Sr^{2+}	4×10^{6}
Y	1.5×10^{-11}	1.3×10^{-6}	$Y(OH)_3$	-
Zr	3.3×10^{-10}	3×10^{-5}	$Zr(OH)_4$	-
Nb	1×10^{-10}	1×10^{-5}	-	
Mo	1×10^{-7}	1×10^{-2}	MoO_3^{2-}	2×10^{5}
Tc	-	-	-	-
Ru	-	-	-	
Rh	-	-	-	-
Pd	-	-	-	-
Ag	4×10^{-10}	4×10^{-5}	$AgCl^{-}_2$	4×10^{4}
Cd	1×10^{-9}	1×10^{-4}	$CdCl_2$	-
In	8×10^{-13}	1×10^{-7}	$In(OH)_2^{+}$	-

العنصر Element	التركيز molar	Concentration mgl^{-1}	الأشكال الأساسية Principal species	زمن الإقامة (سنين) Residence time (years)
Sn	8.4×10^{-11}	1×10^{-5}	$SnO(OH)_3^-$	-
Sb	2×10^{-9}	24×10^{-4}	$Sb(OH)^-_6$	7×10^3
Te	-	-	$HTeO_3$	-
I	5×10^{-7}	6×10^{-2}	I^-, IO_3^-	4×10^5
Xe	3.8×10^{-10}	5×10^{-5}	Xe gas	-
Cs	3×10^{-9}	4×10^{-4}	Cs^+	6×10^5
Ba	1.5×10^{-7}	2×10^{-2}	Ba^{2+}	4×10^4
La	2×10^{-11}	3×10^{-6}	$La(OH)_2$	6×10^2
Ce	1×10^{-11}	1×10^{-6}	$Ce(OH)_3$	-
Pr	4×10^{-12}	6×10^{-7}	$Pr(OH)_3$	-
Nd	1.9×10^{-11}	3×10^{-6}	$Nd(OH)_3$	-
Sm	3×10^{-13}	5×10^{-8}	$Sm(OH)_3$	-
Eu	7×10^{-14}	1×10^{-8}	$Eu(OH)_3$	-
Gd	4×10^{-12}	7×10^{-7}	$Gd(OH)_3$	-
Tb	9×10^{-13}	1×10^{-7}	$Tb(OH)_3$	-
Dy	6×10^{-12}	9×10^{-7}	$Dy(OH)_3$	-
Ho	1×10^{-12}	2×10^{-7}	$Ho(OH)_3$	-
Er	4×10^{-12}	8×10^{-7}	$Er(OH)_3$	-
Tm	1×10^{-12}	2×10^{-7}	$Tm(OH)_3$	-
Yb	5×10^{-12}	8×10^{-7}	$Yb(OH)_3$	-
Lu	1×10^{-12}	2×10^{-7}	$Lu(OH)_3$	-
Hf	4×10^{-11}	7×10^{-6}	-	-
Ta	1×10^{-11}	2×10^{-6}	-	-
W	5×10^{-10}	1×10^{-4}	WO_4^{2-}	1.2×10^5
Re	2×10^{-11}	4×10^{-6}	ReO^-_4	-
Os	-	-	-	-
Ir	-	-	-	-
Pt	-	-	-	-
Au	2×10^{-11}	4×10^{-6}	$AuCl^-_2$	2×10^5
Hg	1.5×10^{-10}	3×10^{-5}	$HgCl^2_4, HgCl_2$	8×10^4

العنصر Element	التركيز molar	Concentration mgl^{-1}	الأشكال الأساسية Principal species	زمن الإقامة (سنين) Residence time (years)
Tl	5×10^{-11}	1×10^{-5}	-	-
Pb	2×10^{-10}	3×10^{-5}	$PbCO_3, Pb(CO_3)_3^{2-}$	4×10^2
Bi	1×10^{-10}	2×10^{-5}	$BiO^+, Bi(OH)_2^+$	-
Po	-	-	-	-
At	-	-	-	-
Rn	2.7×10^{-21}	6×10^{-16}	Rn gas	-
Fr	-	-	-	-
Ra	3×10^{-16}	7×10^{-11}	Ra^2+	-
Ac	-	-	-	-
Th	4×10^{-11}	1×10^{-5}	$Th(OH)_4$	60
Pa	2×10^{-16}	5×10^{-11}	-	-
U	1.4×10^{-8}	3.2×10^{-3}	$UO_2(CO_3)_3^{4-}$	3×10^6

المصدر Brewer (1975) and Stumm and Brauner (1975)
and other Source, in Mason Moore, 1982

3 ـ العناصر غير المحددة للفعاليات الحياتية: ـ المقصود بها، العناصر التي لا تبدي تراكيزها انخفاضاً في المياه السطحية وبالتالي تتساوى تراكيزها في المياه السطحية والعميقة. مثل: S, Sr, Mg,B والفلزات القلوية والهالوجينات والغازات الخاملة.

إضافة إلى ما تقدم، يزداد تركيز الفوسفور في المياه العميقة نتيجة تحلل وتفسخ بقايا الكائنات الميتة والمستقرة في قيعان البحار والمحيطات. كما تبدي المكونات: $CO_3^{-2}, Si^{4+}\ Ca^{2+}$ زيادة في تراكيزها في المياه العميقة أيضاً.

فضلاً عن أيونات العناصر والمكونات الذائبة، تحوي مياه البحار والمحيطات على غازات مذابة، ولما كانت مياه البحار على تماس مباشر مع الغلاف الجوي الذي يعلوه، لذلك فإن هناك علاقة بين كمية الغازات المذابة في مياه البحار وضغوطها الجزئية (partial pressure). وتضبط هذه العلاقة للغازات المختلفة المعادلة العامة الآتية:

(4.9) . . . . الغاز المذاب في المياه $\rightleftharpoons$ الغاز في الغلاف الجوي

(4.10) . . . . ثابت هنري K_H = [تركيز الغاز المذاب مول/ لتر] / (الضغط الجزئي للغاز)

يبلغ ثابت هنري ($mole\ l^{-1}\ atm^{-1}$) لغاز $NH_3, SO_2, CO_2, O_2, N_2$ حوالي 6.79×10^{-4} و1.34×10^{-3} و3.79×10^{-2} و 58 و 1.24 على التوالي (Cottrell & Southwood, 1980).

تتزود المياه السطحية بغاز الأوكسجين نتيجة ملامستها للغلاف الجوي وبسبب عمليات التركيب الضوئي للنباتات البحرية أيضاً. ويستهلك الأوكسجين في عمليات التنفس للأحياء علاوة على استهلاكه في تحلل وتفسخ بقايا الأحياء الميتة. بشكل عام تعتمد كمية ذوبان الأوكسجين في مياه البحار والمحيطات على درجة الحرارة والضغط. فالمياه الباردة تكون غنية بالأوكسجين وبعكس هذا في المياه الحارة. أما بالنسبة للنيتروجين، فيزداد ذوبانه بزيادة الضغط (أي العمق). وتتمثل مصادر غاز (CO_2) في مياه البحار بمحتوى الغلاف الجوي من غاز (CO_2) من ناحية وتحريره نتيجة تفسخ وتحلل المواد العضوية من ناحية أخرى. ويعتمد محتوى غاز (CO_2) في مياه البحار على الفعاليات الحياتية، كما يعد من العوامل المهمة التي تضبط ذوبان أو ترسيب كاربونات الكالسيوم من مياه البحار. ويخضع محتوى مياه البحار من الغازات الأخرى (الأمونيا NH_3 وكبريتيد الهيدروجين H_2S والغازات الخاملة He Ne, Ar) إلى عوامل مشابهة لما هو مذكور سابقاً. يعرض الجدول (4 ـ 5) مديات تراكيز الغازات الذائبة في مياه البحار. وملاحظة نفس الجدول تشير إلى أن أكثر الغازات الذائبة تذبذباً هو كبريتيد الهيدروجين (H_2S) الذي يتوفر بكميات عالية في البيئات شديدة الاختزال.

يتضح مما تقدم بأن محتوى مياه البحار من الغازات الذائبة يعتمد بشكل عام على العمليات الحياتية والفيزيائية فضلاً عن تأثير درجة الحرارة والضغط و(الملوحة).

جدول 4 ـ 5 الغازات الذائبة في مياه البحار

	التركيز Concentration (ml/l)
Oxygen	0 – 9
Nitrogen	8.4 – 14.5
Total carbon dioxide	34 – 56
Argon (residue after removal of N)	0.2 – 0.4
Helium and neon	1.7×10^{-4}
Hydrogen sulfide	0 – 22 or more

*** مياه البحار بكلورية (19%o) عند**

(OC^0 وبحالة اتزان مع الغلاف الجوي الجاف، هذه المياه تحتوي

على (8.08ml/l) من غاز الأوكسجين و(14.4ml/l) من غاز النيتروجين

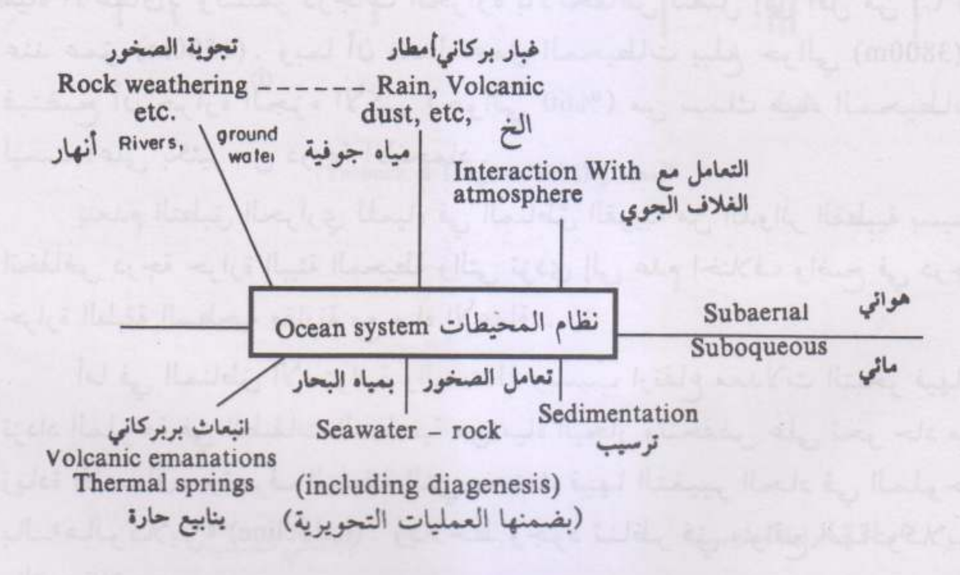
المصدر (Mason & Moore, 1982)

4 ـ 2 ـ 3 الإضافة والفقدان من مياه المحيطات:

تعد المحيطات منظومة مفتوحة يؤثر فيها عدد من العمليات المسؤول عن إضافة أو فقدان مكونات من مياه البحار وكما موضح في الشكل (4 ـ 2). ولكن هناك بعض الأدلة على أن المنظومة في توازن (steady state) خلال جزء مهم من الزمن الجيولوجي. ولهذا لا بد من ملاحظة الإضافة والفقدان بهذا الإطار.

تبلغ تقديرات الإضافة إلى المحيطات بالسنة الواحدة حوالي (3.9×10^9ton) من الحمولة الذائبة للأنهار فضلاً عن (10^{10}ton) من الحمولة العالقة. تترسب الحمولة الذائبة نتيجة التفاعلات الكيميائية والحياتية أو نتيجة الامتصاص (ولكن بنسبة قليلة) لتشكل فيما بعد رواسب الرف القاري (continenetal shefves) أو ترسبات أحواض الترسيب بشكل عام. وتوفر العمليات التكتونية ميكانيكية فقدان هذه الرواسب من نظام المحيطات. تعد مشاركة الفعاليات البركانية (القارية والمحيطية) مهمة كذلك في إضافة مواد الغبار والغازات إلى المحيطات، غير أن مديات الكميات المضافة غير معروفة على وجه الدقة. كما أن تعامل الصخور الحديثة لقيعان البحار والمحيطات مع المياه تؤثر في ميزانية وفرة العناصر فيها. وبنفس الإطار تشارك أيضاً العمليات التحويرية التي تتعرض إليها رواسب قيعان البحار والمحيطات. ويشمل الفقدان من البحار والمحيطات مواد الرذاذ (Aerosols) الذي يتكون عند تماس الغلاف الجوي بمياه المحيطات والبحار. وتشكل عمليات

التبخير ميكانيكية مهمة أخرى لفقدان بعض العناصر والمركبات الكيميائية من المحيطات علاوة على جزيئات الماء وكما في مثال أكسدة أيون اليود عند سطح مياه البحار وفقدانه بشكل عنصر اليود. تشارك أيضاً بدور مهم الكتلة الحياتية في السلوك الجيوكيميائية للعناصر وذلك من خلال مثلاً، قابلية التبادل الكتايوني للمواد العضوية وقابلية أجناس من الطحالب على امتصاص أو اقتناص بعض العناصر الذائبة وقابلية بعض الأحياء المجهرية (بكتريا) على أكسدة أو اختزال بعض العناصر ($S^{+6}, S^0, S^{-2}, Fe^{3+}, Fe^{2+}$) وبالتالي اختلاف سلوكها في تفاعلات الإذابة أو الترسيب.



شكل 4 ـ 2 مخطط للإضافات والفقدان من مياه المحيطات

المصدر (Mason & Moore, 1982)

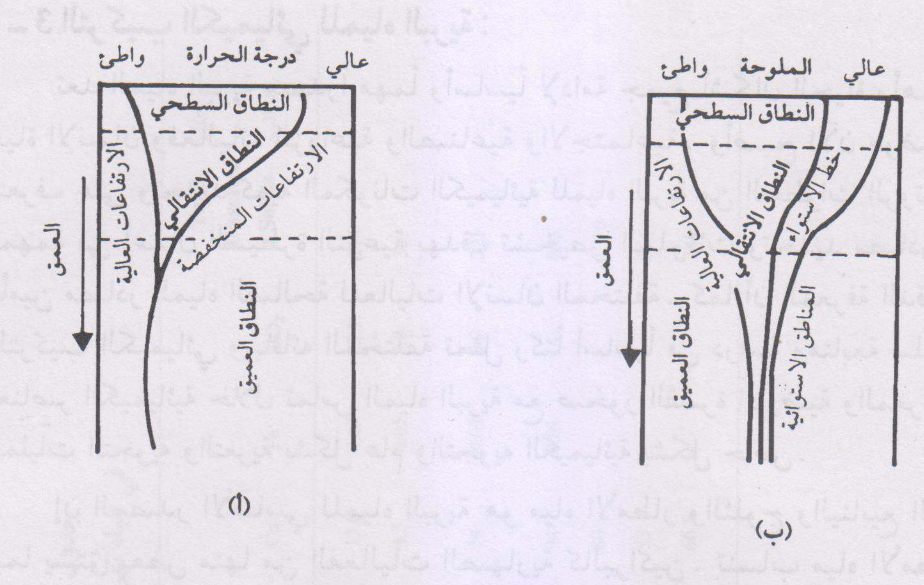
4 ـ 2 ـ 4 البناء الطبقي للكتل المائية:

أشارت نتائج التحاليل والفحوص لعينات من مياه المحيطات بأن درجات الحرارة والملوحة تتغيران مع العمق وبشكل يوضح البناء الطبقي لمياه المحيطات. إن البناء الطبقي لا يقتصر على مياه البحار والمحيطات ولكن يشمل أيضاً البحيرات البرية مثل بحيرة سد صدام. ولهذا السبب تم اختيار عنوان أكثر شمولية لهذه الفقرة. يمكن تمييز ثلاث طبقات في هذا البناء. تمثل الطبقة الأولى المياه السطحية الممتزجة ويليها طبقة ثانية تفصل بين الطبقة الأولى والطبقة الثالثة في الأعماق (شكل 4 ـ 3). لما كان سطح

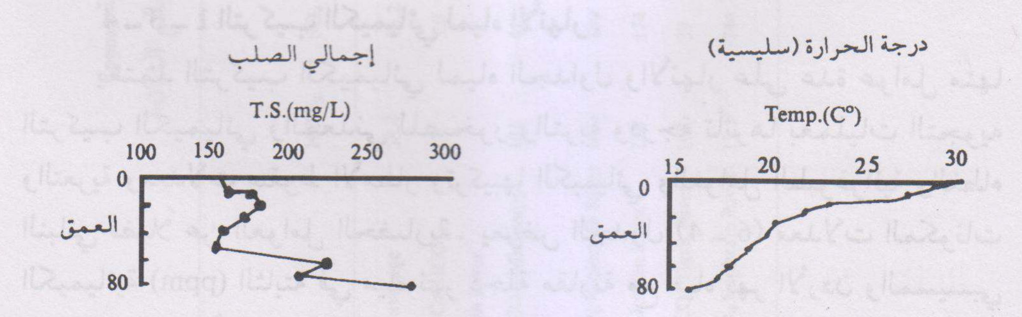
المحيطات معرضاً للطاقة الشمسية، لذلك تصل الحرارة إلى الطبقة الأولى السطحية. وبسبب حركة الموجات والاضطرابات الناجمة عن التيارات المائية، تمتزج مياه هذه الطبقة مما يؤدي إلى تجانس حرارتها. غير أن سمك ودرجة حرارتها يتغيران بتعاقب فصول السنة واختلاف الموقع الجغرافي. فقد يصل سمكها في المناطق الاستوائية إلى أكثر من (450m) ودرجة الحرارة بين (21^0 C) و(26^0 C). أما في الطبقة الانتقالية، فتنخفض درجة الحرارة بشكل حاد. ويعرف هذا الانخفاض بالثرموكلاني (thermocline) الذي يفصل بين الطبقة الدافئة في الأعلى والمياه الباردة في مياه الأعماق. وتستمر درجات الحرارة بالانخفاض لتصل إلى أقل من (4^0C) عند عمق (1500m). وبما أن معدل عمق المحيطات يبلغ حوالي (3800m)، فيتضح أن حرارة الجزء الأكبر (حوالي 60%) من سمك مياه المحيطات ليست أعلى بكثير من درجة الانجماد.

ينعدم التطبق الحراري للمياه في المناطق القريبة من الدوائر القطبية بسبب انخفاض درجة حرارة البيئة المحيطة والتي تؤدي إلى عدم اختلاف واضح في درجة حرارة الطبقة السطحية مقارنة مع مياه الأعماق.

أما في المناطق الاستوائية والمعتدلة وبسبب ارتفاع معدلات التبخر فيها، تزداد الملوحة في الطبقات السطحية من مياه البحار وتنخفض على نحو حاد مع زيادة الأعماق. وتعرف الطبقة التي يحدث فيها التغيير الحاد في الملوحة بالـ«هالوكلاين» (halocline). ويلاحظ وجود تناظر في مواقع الهالوكلاين والثرموكلاين.



المصدر (Tarbuck & Lutgens, 1982)



(جـ ـ 1) المصدر : الكواز (1196) (جـ ـ 2)

شكل 4 ـ 3 أ ـ تغاير درجة الحرارة مع العمق وحسب خطوط العرض

ب ـ تغاير الملوحة مع العمق وحسب خطوط العرض

جـ ـ تغاير درجة الحرارة (1) والملوحة (2) مع العمق في بحيرة سد صدام.

4 ـ 3 التركيب الكيميائي للمياه البرية :

تعد المياه البرية مصدراً مهماً وأساسياً لإدامة جميع أشكال الحياة وأهمها حياة الإنسان وفعالياته الزراعية والصناعية والاجتماعية. وأصبح الآن موضوع التعرف على وتحديد كمية المكونات الكيميائية للمياه البرية من الخطوات الروتينية المهمة في أعمال السيطرة النوعية بهدف تشخيص الملوثات وتحديد مصادرها لتأمين مصادر المياه الصالحة لفعاليات الإنسان المختلفة. كما أن المعرفة الدقيقة بالتركيب الكيميائي وبياناته المختلفة تمثل ركناً أساسياً في دراسة ومتابعة سلوك العناصر الكيميائية خلال تماس المياه البرية مع صخور القشرة الأرضية والمعروفة بعمليات التجويه والتعرية بشكل عام والتجويه الكيميائية بشكل خاص.

إن المصدر الأساسي للمياه البرية هو مياه الأمطار والثلوج والينابيع التي ربما يشتق بعض منها من الفعاليات الصهارية كالبراكين. تنساب مياه الأمطار والثلوج والينابيع على سطح الأرض بشكل جداول وأنهار والتي تصب في النهاية في البحار والمحيطات. ويترشح جزء من المياه إلى باطن الأرض لتكوين المياه الجوفية، بينما يتحد جزء آخر مع مكونات نواتج التجويه ليدخل في تركيب المعادن المائية. تعرف المياه التي تنساب بشكل أنهار وجداول والمياه الجوفية ومياه البحيرات ومياه الينابيع بالمياه البرية والتي تمثل موضوع مناقشة الفقرة الحالية.

4 ـ 3 ـ 1 التركيب الكيميائي لمياه الأنهار :

يعتمد التركيب الكيميائي لمياه الجداول والأنهار على عدة عوامل منها التركيب الكيميائي والمعدني للصخور والتربة ودرجة تأثرها بعمليات التجويه والتعرية ومعدلات سقوط الأمطار وتركيبها الكيميائي والعوامل الطبوغرافية والغطاء النباتي فضلاً عن العوامل الحضارية. يعرض الجدول (4 ـ 6) معدلات المكونات الكيميائية (ppm) الثابتة في مياه نهر دجلة مقارنة مع مياه نهر الأردن والمسيسبي (Mississipi) والأمازون (Amazone). تتباين الأنواع الكيميائية لمياه هذه الأنهار حيث تكون من النوع ($Ca - HCO_3$) في دجلة و($Na - Cl$) في.نهر الأردن و ($Ca - HCO_3$) في كل من الأمازون والمسيسبي وذلك بتأثير العوامل المذكورة آنفاً. غير أن حصيلة مشاركة الأنواع المختلفة في المعدل العام تشير إلى هيمنة النوع ($Ca - HCO_3$).

جدول 4 ـ 6 تركيب المكونات الذائبة (ppm)
في مياه نهر دجلة مقارنة مع مياه أنهار العالم الشائعة

		HCO_3	SO_4	Cl	Na	Mg	Ca	Fe	SiO_2	Total Dissolved Solids إجمالي الصلب الذائب
المعدل العالمي +	World average	58.4	11.2	7.8	6.3	4.1	15.0	0.67	13.1	114
نهر الأمازون +	Dilute Ca-HCO_3 - Amazon River	17	3.0	1.7	1.8	1.1	4.3	0.05	7.0	36
نهر المسيسبي +	Ca- HCO_3 -Mississippi River	101	41	15	11	7.6	34	0.02	5.9	221
نهر كولورادو +	Ca- SO_4 -Colorado River	183	289	113	124	30	94	0.01	14	853
نهر الأردن	Na-Cl-Jordan River	238	174	473	253	71	80	-	-	1310
نهر دجلة	Ca -HCO_3 Tigris River	168	39	19	14	21	53	-	-	364
نهر الفرات ++ ++	Na- SO_4 Euphrate River	11.5	744	126.6	72.4	25.5	66.5	-	-	744

المصدر * جميل وآخرون 1984

Mason & Moore, 1982 +

++ رزيج 1983

يختلف تركيب المواد الذائبة في مياه الأنهار مقارنة مع مياه الأمطار والبحار، بالرغم من أن مياه الأمطار تعد المصدر الأساسي لمياه الأنهار، بينما تمثل مياه البحار نهاية المطاف لمياه الأنهار (جدول 4 ـ 7). ويوضح نفس الجدول أن كمية المواد الذائبة تزداد عند انتقالنا من مياه الأمطار إلى مياه الأنهار وأخيراً مياه البحار. غير أن إعادة الحساب والتعيير (normalization) على أساس تدوير (100%) لكمية عنصر الكلور تشير إلى الإغناء النسبي لمياه الأمطار بالمواد الذائبة مقارنة مع مياه البحار (العمود الأخير من الجدول (4 ـ 9)، كما يوضح ذات الجدول (العمود الثالث) تدوير نسب مختلفة من Na وCl وSO_4 في مياه الأنهار أيضاً.

جدول 4 ـ 7 التركيب الكيميائي
لمياه الأنهار مقارنة مع مياه الأمطار والبحار (ppm)

المكونات Component	مياه الأمطار River water; Mainly after Sugawara (1963)	مياه الأنهار River water; mainly after Clarke (1924)	مياه البحار Sea water	نسبة مياه الأمطار إلى مياه البحار المعدلة إلى نسبة Cl = Rain water to sea water ratio normalized to Cl ratio ≡ 1
Na	1.1	5.8 [2.5]	10,560	1.8
K	0.26	2.1	380	12
Ca	0.97	20	400	42
Mg	0.36	3.4	1.270	4.0
Cl	1.1	5.7 [0.6]	18,980	≡ 1
SO_4^{2-}	4.2	12 [11]	2.650	27
$HCO_3^- + H_2CO_2$	1.2	35	140	157
Si	0.83	8.1	0.05 – 2	
-	-		(surface waters)	4,700
			2.2 – 5	
-	-		(deep waters)	

المصدر (Wedepohle. 1971)

إن المكونات الأساسية للمياه البرية تشمل الكاربونات والكبريتات والكلوريدات والنترات كأيونات سالبة والكالسيوم والمغنيسيوم والصوديوم والبوتاسيوم كأيونات موجبة. تشتق هذه المكونات بشكل أساسي نتيجة التأثير الفعال لمياه الأنهار على الصخور البرية، فضلاً عن المكونات المدورة (Recycled) من مياه البحار وإضافة بعضها نتيجة الفعاليات الحضارية والاختلاط بالمياه الجوفية أو عن طريق تدفق مياه الينابيع بشكل عام وبضمنها الينابيع ذات الأصل الصهاري.

تقترب نسب الكتايونات الموجبة المذكورة آنفاً في مياه الأنهار من ما هو موجود في مياه الأمطار بالنسبة للمناطق ذات الساقط المطري الغزير. ولكن بانخفاض الساقط المطري وزيادة معدلات التبخير تقترب نفس الكتايونات في مياه الأنهار من نسبها في معدل التركيب الكيميائي للصخور الرسوبية.

يشتمل معدل التركيب الكيميائي لمياه الأنهار على عدد من العناصر الشحيحة بتراكيز أقل من جزء واحد بالجزء من المليون (μ g/gm) ومعظمها لا يتجاوز (10μ gm/gm) مثل: U وPb وZn وCu وNi وI وF.

تحوي مياه الأنهار أيضاً على مواد عالقة (حمولة عالقة) وبكميات تفوق حوالي (4) مرات حمولتها الذائبة (المواد الذائبة). يصل معدل المواد الذائبة في مياه الأنهار إلى حوالي (120ppm)، إلا أن عدداً قليلاً من الأنهار تحوي مياهها على أكثر من (1000ppm) من المواد الذائبة (تبلغ في المياه الحالية لنهر دجلة حوالي (500ppm).

بشكل عام يمكن تقسيم محتوىٰ مياه الأنهار من العناصر الكيميائية إلى مجموعتين: المجموعة الأولىٰ تتضمن العناصر التي تظهر اختلافاً في تراكيزها مع الزمن. أما الثانية فتشمل العناصر التي لا تبدي تراكيزها تغييراً خلال مواسم السنة الواحدة.

4 ـ 3 ـ 2 التركيب الكيميائي للمياه الجوفية

تحتل المياه الجوفية في الوقت الحاضر مكانة متميزة في المناقشات الخاصة بمشكلة شحة المياه فضلاً عن تكوينها عدداً من الرواسب الخام. يعكس التركيب الكيميائي للمياه الجوفية مصادر هذه المياه (صهارية وجوية وسطحية وحبيسة أو مياه المحيطات) وصخارية الخزان المائي (aquifer) والظروف المحلية مثل درجات الحرارة والضغط وجهد الاختزال ـ الأكسدة (redox potential) فضلاً عن مصادر التلوث المختلفة. بشكل عام، تورث المياه الجوفية تركيبها الكيميائي من صخور

الخزان المائي (جدول 4 ـ 8) حيث تزداد المواد الذائبة في مياه الخزانات التي تحوي على صخور الطفل (shale) مقارنة مع صخور الريولايت (rhyolite) والصخور الجيرية (limestone). يؤثر إرتفاع درجات الحرارة والضغط بشكل عام في زيادة كمية المواد الذائبة كما هو واضح في الينابيع المائية الحارة (hydrothermal spring)، كما يؤثر اختلاف جهد الأكسدة ـ الاختزال في تباين إذابة العناصر الكيميائية أو ترسيبها.

جدول 4 ـ 8 تأثير صخور الخزان (aquifer) والحرارة على كيميائية المياه الجوفية ومقارنتها بمياه الأمطار (ppm)

مياه الأمطار rain water	المياه الحارة thermal water	طفل ـ رميلة shale-sandeton	دولومايت dolomite	بزالت basalt	نايس gneiss	صخور الخزان المكونات
0.1 - 10	4	30	40	12	19	Ca^{2+}
$\rightleftharpoons$ 0.1	2	31	22	6.6	5.1	Mg^{2+}
$\rightleftharpoons$ 0.4	48	279	0.4	7.2	4.4	Na^{+}
$\rightleftharpoons$ 0.03	30	279	1.2	3.1	3.2	K^{+}
-	303	13	8.4	38	13	SiO_2
$\leftrightarrows$ 1.0	-	445	213	85	39	HCO_3^{-1}
2.0	1100	303	4.9	4.4	30	SO_4^{-2}
0.5	5	80	2.0	1.2	5.8	Cl^{-1}
0.7	348	18	6.5	0.7	16	أخرىٰ
-	1850	973	190	115	116	الملوحة

المصدر (Rose, Hawkes and Webb, 1979)

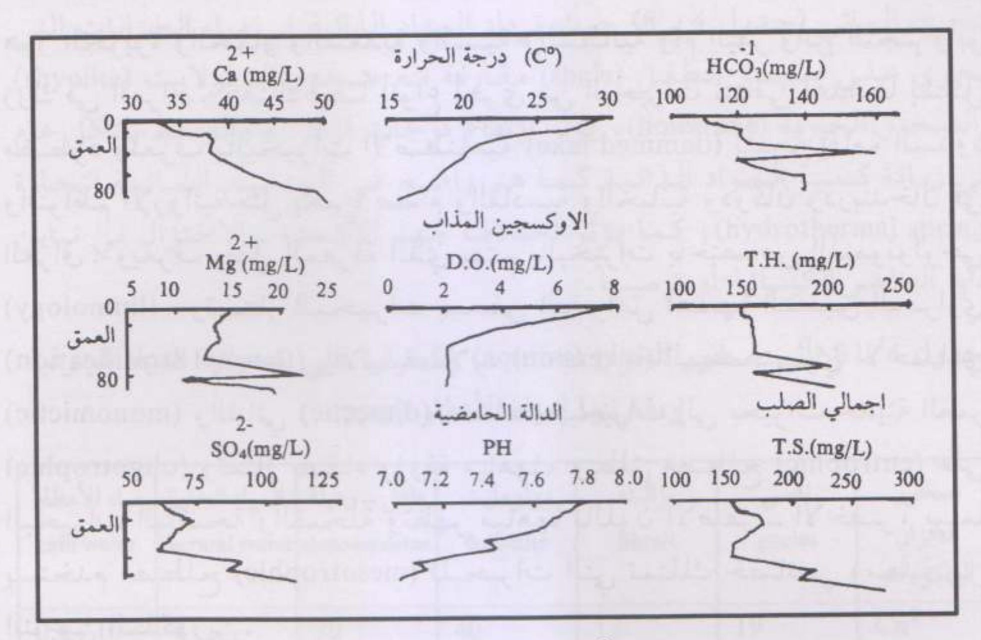
4 ـ 3 ـ 3 التركيب الكيميائي لمياه البحيرات

توجد حالياً على سطح الأرض مئات الألوف من البحيرات الطبيعية التي تنحصر مواقعها في الأنطقة المتأثرة بالزحف الجليد (glaciation) مثل منطقة البحيرات في ولاية فلوريدا الأمريكية. وتتصاحب مواقع بعض البحيرات مع الفوالق الخسفية، (rift valley graben) كما هو الحال في بحيرة تنجانيقا والبحر الميت وبحر قزوين. وتشغل بحيرات أخرىٰ مواقع البراكين الخامدة (الكالديرا). وهناك بحيرات ناتجة عن تصريف مياه الري والبزل وبشكل أهوار ومستنقعات مثل

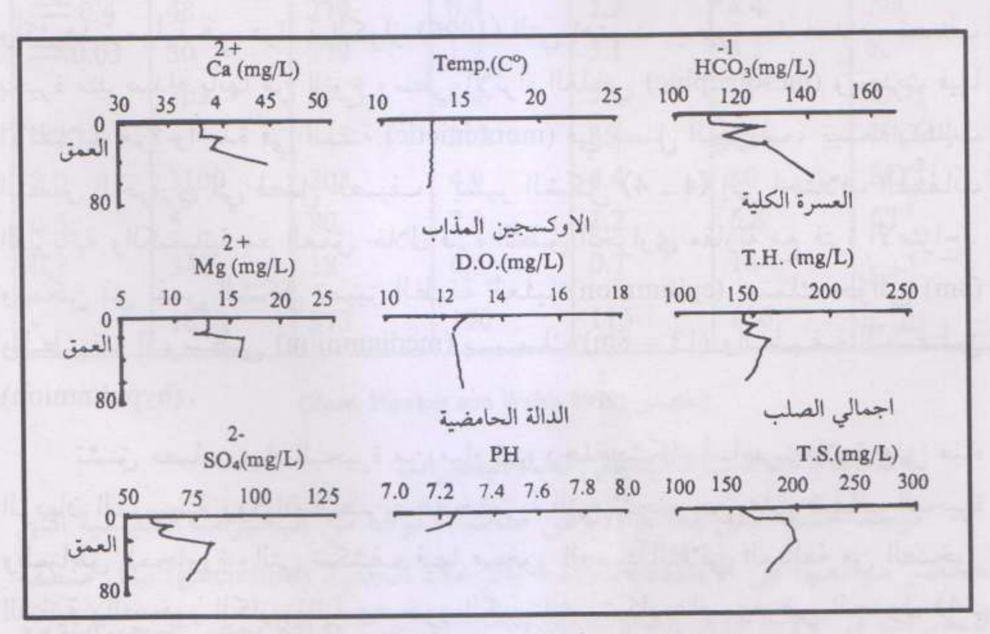
هور الحويزة والحمار والسعدية والسنية والشطانية وأم البقر وابن النجم وأبو زرك في العراق. وهناك أيضاً أنواع أخرى من البحيرات تتنامىٰ أعدادها بشكل مضطرد وتعرف بالبحيرات الاصطناعية (dammed lake) نتيجة إقامة السدود والنواظم الإروائية مثل بحيرة صدام والقادسية والحبانية ودوكان ودربندخان في العراق. ويعرف حقل المعرفة الذي يهتم بالبحيرات باختصاص الليمونولوجي (limnology). وتمتاز البحيرات ببعض الخواص أهمها التطبق الحراري (thermal stratification) والانقلاب (inversion) السنوي الأحادي (monomictic) والثنائي (dimectic). تصنف البحيرات إلى بحيرات حديثة العمر (oligotrophic) وتمتاز بصفاء وزرقة مياهها، ويطلق مصطلح (eutrophic) على البحيرات الناضجة والضحلة وتظهر مياهها باللون الأصفر ـ الأخضر، بينما يستخدم مصطلح (mesotrophic) للبحيرات التي تمتلك خصائص وسطية بين النوعين المذكورين.

تم نشر عدد من الدراسات التي تناولت البحيرات في العراق ولعل أبرزها وأكثرها شمولية هي دراسة الكواز (1996) التي اهتمت ببحيرة سد صدام. تصنف بحيرة سد صدام بأنها من النوع وسطي الإثراء الغذائي (mesotrophic) ويحدث فيها الانقلاب مرة واحدة في السنة (monomictic) في فصل الخريف، بينما يحدث التطبق الحراري في فصل الصيف. يشير الشكل (4 ـ 4) إلى اختلاف الصفات الفيزيائية والكيميائية مع العمق خلال فترة التطبق الحراري مقارنة مع فترة الامتزاج. ويمكن في نفس الشكل تمييز الطبقة العليا (epilimnion) بسمك حوالي (8m) والطبقة الوسطى (mediamnion) بسمك (8m – 13) والطبقة السفلىٰ (hypolimnion).

تشتق مصادر مياه البحيرة من مياه نهر دجلة بشكل أساسي علاوة على مياه الوديان الموسمية ووديان التصريف الحضرية التي تنحدر من علىٰ ضفاف البحيرة والمناطق المجاورة والتي تنكشف فيها صخور العمود الثلاثي المتألفة من الصخور الفتاتية والصخور الكاربوناتية وصخور الكبريتات بشكل عام. يعرض الجدول (4 ـ 9) مديات التركيب الكيميائي لمياه بحيرة سد صدام عند مستوىً من الخزن (330m) و(308m) مقارنة مع بحيرة الحبانية والثرثار. تشير المقارنة إلىٰ اختلاف تراكيز المكونات الأساسية خلال فترتي الخزن والتي تأخذ اتجاه تخفيف المكونات خلال منسوب الخزن العالي.



(أ) فترة التطبق الحراري



(ب) فترة الامتزاج

شكل 4 ـ 4 تغاير الصفات الفيزيائية والكيميائية

لمياه بحيرة سد صدام خلال فترة التطبق الحراري (أ) وفترة الامتزاج (ب)

المصدر الكواز، 1996

جدول 4 ـ 9 مديات التركيب الكيميائي

لمياه بحيرة سد صدام خلال منسوب الخزن (330m) و(308m) مقارنة مع بحيرة الحبانية والثرثار

المكونات mg/l المنسوب	K	Na	Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3	TDS	TH
مديات التراكيز عند منسوب خزن (308m) +	2.0	10 – 8	25 – 5	55 – 32	53 – 18	110 – 50	160 – 100	267 – 121	206 – 112
مديات التراكيز عند منسوب خزن (330m) +	2.0	10 – 7	35 – 6	57 – 24	53 – 12	115 – 34	161 – 60	280 – 96	232 – 112
بحيرة الحبانية + +	2.7	37.3	17.4	43.5	65	90	97	750	-
بحيرة الثرثار + +	6.6	1525	16.9	139	298		33	2049	-

رزج 1983 + +

المصدر الكواز 1996 +

تشير حسابات التركيب الكيميائي بأن مياه بحيرة سد صدام هو من النوع (SO_4 - HCO_3 - MgCa) بشكل عام. يتبين تأثير التركيب الكيميائي لمياه نهر دجلة (Ca - HCO_2) من ناحية، وكفاءة عمليات الإذابة المحلية لصخور الكبريتات وتأثيرها على النوع الكيميائي لمياه بحيرة سد صدام من ناحية أخرى.

4 ـ 3 ـ 4 التركيب الكيميائي لمياه الينابيع

الينبوع هو إنبثاق طبيعي للمياه الجوفية من سطح الأرض. تتكون الينابيع نتيجة تأثير عدد من العوامل المتعلقة بالصفات الجيولوجية تحت السطحية (sub - surface geology) وصفات الخزان المائي (aquifer) وكمية حركة المياه الجوفية علاوة على التغييرات التركيبية كالفوالق والطيات والتغييرات الطبوغرافية وذوبان الثلوج. تصنف الينابيع على أساس أشكال فتحاتها إلى ينابيع بفتحات ترشيح متعددة وينابيع الفواصل والكسور. يمكن تصنيفها أيضاً إلى ينابيع دافئة (14^0 C - 20) وينابيع حارة (20^0 C - 37) وينابيع ساخنة ($> 37^0$ C). تزداد حرارة الينابيع بزيادة العمق (درجة سليسية واحدة لكل 33m زيادة في العمق) أو لوجود البراكين غير الخامدة كما هو الحال في أيسلندة، وحرارة الاحتراق الذاتي للفحم الحجري وحرارة التفاعلات الكيميائية ـ البيوكيميائية والمسؤولة عن حرارة الينابيع الكبريتيدية لمنطقة حمام العليل والداخلة في مراحل نشأة كبريت حقل المشارق، فضلاً عن الاحتكاك بفعل الحركات الأرضية وتأثير تحلل العناصر المشعة. وتقسم الينابيع كيميائياً إلى ينابيع عذبة المياه تحوي على كميات قليلة من الأملاح الذائبة وينابيع معدنية تزداد فيها كمية الأملاح الذائبة.

تزداد كثافة الينابيع في الأجزاء الشمالية والشمالية الشرقية من قطر العراق. تمتاز هذه الأجزاء بطبيعة تركيبها البنائي وتأثرها بالحركات الأرضية التي أدت إلى تكوين سلاسل متعاقبة من الطيات المحدبة والمقعرة ووفرة الصخور النفاذة وأخرىٰ غير النفاذة، فضلاً عن الغوالق والكسور والفواصل في الصخور والمعدلات العالية (نسبياً) للساقط المطري والثلوج. جميع هذه الميزات ساعدت في زيادة كثافة ظهور الينابيع.

يعرض الجدول (4 ـ 10) مواقع بعض الينابيع المهمة في شمال العراق مع تأشير اسم المنطقة والتركيب الجيولوجي. ويضبط التركيب الكيميائي لمياه الينابيع نفس المفاهيم المتحكمة بالتركيب الكيميائي للمياه الجوية.

جدول 4 ـ 10 مواقع بعض الينابيع المهمة في شمال العراق

اسم المنطقة	اسم التركيب	موقع الينبوع
سنجار	طية سنجار	الطرف الجنوبي (سولاغ) والشمالي (كه رسي)
فايده	طية دهكان ودهوك	الغاطس الغربي لطية دهكان والغاطس الغربي في زاوا
دهوك / زاوية	طية بيخير	إنغلاق الطية
دهوك / بابلو ، بري بهار	طية بيخير دهوك	إنغلاق الطية
دهوك / ديره بون	طية بيخير دهوك	الغاطس الغربي
دهوك / عمادية سركي	طية مه تين	سيركي
نينوىٰ / شيخان، لاشد	طيه مه تين شيخ	تماس تكويني الجركس والبلاسبي عادي
عقرة	طية عقرة	مجموعة ينابيع منتشرة
نينوى / نوران / بعشيقة	طية الفاضلية	الغاطس الغربي
دهوك / سليفاني	امتداد طية دهوك	ضمن تعاقبات تكوين الفتحة
نينوىٰ / شيخان / رأس العين	طية الشيخان	الغاطس الشرقي

المصدر يزدين، 1999

يعرض الجدول (4 ـ 11) المكونات الكيميائية الأساسية لمياه بعض الينابيع في شمال العراق. إن زيادة تراكيز المكونات CO_3^{-2} وSO_4^{-2} و Na^{+1} مثلاً تفسر عادة على أساس كفاءة تفاعل مياه الينابيع مع الصخور الكاربوناتية وصخور الكبريتات والملح للتكاوين الجيولوجية المختلفة. ويؤثر أيضاً في التركيب الكيميائي لمياه الينابيع، اختلاف درجات الحرارة والضغط وجهة الاختزال والأكسدة في بيئة

الأعماق. غير أن ارتفاع درجات الحرارة يؤدي بشكل عام إلى زيادة كمية الأملاح الذائبة في المياه، مثلاً، الينابيع المعدنية لمنطقة حمام العليل وكما يوضحه الجدول (4 ـ 12). إن اختلاف الظروف الفيزيائية والكيميائية المؤثرة على مياه الينابيع في الأعماق مقارنة مع الظروف السائدة على سطح الأرض، تؤدي إلى ترسيب مواد حول فتحات الينابيع والتي تعرف بعضها بالترافرتين (travertine) بسبب هروب وانخفاض محتوى غاز CO_2 الذائب في مياه الينابيع عند نفاذها من سطح الأرض.

زاد الاهتمام بالأعمال الحقلية في منطقة الينابيع الساخنة (hot springs). وأدت أعمال الحفر فيها إلى تحديد مناطق عند عمق (80m) ترتفع عنده الحرارة إلى حوالي (205^0 C). وقد استغلت هذه المواقع في زيلندة الجديدة (New Zealand) وإيطاليا (Italy) واليابان (Japan) وولاية كاليفورنيا (California) الأمريكية وأيسلندة (Iceland) في تجهيز المياه الحارة والتدفئة للأغراض المنزلية والصناعية. وتعد محطة (wairakej) في زيلندة الجديدة أول محطة بين عشرات المحطات الجيو ـ حرارية المستمرة حالياً في تجهيز الشبكة الوطنية الكهربائية في عدد من بلدان العالم.

إن انطلاق عمود من مياه الينابيع الحارة ونفاذها من سطح الأرض بقوة وبشكل متقطع ومرتفعة عشرات الأمتار في الهواء يطلق عليها گيزر (geyser) وكما هو الحال في منطقة الگيزرات الكبيرة (great geysers) من أيسلندة ومنطقة (yellow national park) في الولايات المتحدة الأمريكية، وكما هو معروف، فإن مياه الينابيع الساخنة تحتوي على غازات. وعند الأعماق من سطح الأرض، تتحرر هذه الغازات بشكل فقاعات مشبعة ببخار الماء نتيجة تماسها مع المياه الساخنة. وباقتراب المياه من درجة الغليان، فإن نسبة بخار الماء تزداد بشكل كبير في الفقاقات المتحركة نحو الأعلى مما يؤدي إلى تدفق الرغوة على سطح الأرض. والميكانيكية الأخيرة تؤدي إلى تخلخل الضغط المسلط على المياه الساخنة في الأعماق حيث يزداد حجم رغوتها ورذاذها بشكل عنيف ومتحركة نحو الأعلى بقوة لا يمكن صدها ومنطلقة من سطح الأرض إلى ارتفاع عشرات الأمتار في الهواء. وعليه فإن انخفاض الضغط المسلط على مياه الينابيع الحارة هي الميكانيكية المسؤولة عن السلوك الشائع للگيزرات.

جدول 4 ـ 11 المكونات الكيميائية الأساسية (mg/l) لمياه بعض الينابيع المهمة في شمال العراق

العيون	الموقع	Ca	Mg	Na	K	العسرة الكلية	SO_4	HCO_3	Cl	pH	التوصيلة الكهربائية mohs/cm
ديره بون	سهل سليفاني	6.58	4.34	0.34	0,04	543	4.48	5.16	0.73	7.37	1.02
العاصي	سهل سليفاني	2.98	2.69	0.24	0.02	282	0.08	5.24	0.65	7.35	0.53
بري بهار	زاويته	3.22	3.88	0.24	شحيح	353	0.01	6.18	0.67	7.49	0.66
بابلو	زاويته	2.99	3.50	0.17	شحيح	322	0.11	5.36	0.60	7.46	0.61
سيركي	عمادية	11.89	3.93	1.98	1.42	789	9.57	6.38	3.53	7.39	1.92
زاوا	فايدة	23.80	5.33	1.27	0.09	1452	24.12	5.22	1.14	7.35	2.44

المصدر يزدين **1999**

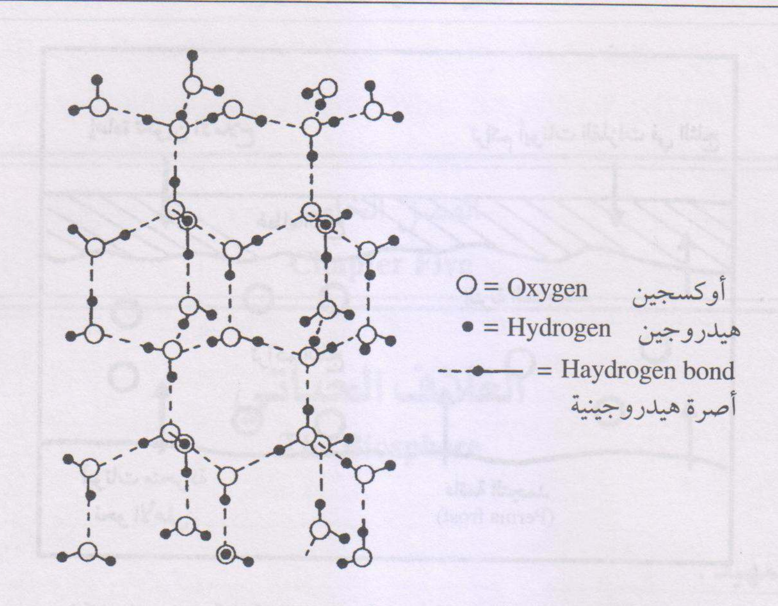
جدول 4 ـ 12 الصفات الفيزيائية والكيميائية
لمياه الينابيع المعدنية في منطقة حمام العليل

اسم الينبوع / الصفات الفيزيائية والكيميائية	زهرة الشمالي	زهرة الجنوبي	فصوصة
درجة الحرارة C_0	47.5	49	40
H_2S mg/l	63.6	63.4	60.2
CO_2الحر mg/l	62.0	79.0	72.5
$Ca^{2}+$ mg/l	126.7	123.8	137.8
$Mg^{2}+$ mg/l	28.6	28.9	30.7
mg/l $Na^{+1} + K^{+1}$	7.2	5.7	8.9
HCO_3^{-1} mg/l	507.0	512.0	542.0
Cl^{-1} mg/l	195.0	207.0	191.0
SO_4^{-2} mg/l	44.0	27.0	62.0
TDS إجمالي المواد الذائبة mg/l	830.0	890.0	1090.0
PH	8.0	8.0	8.0

المصدر الصواف / 1972

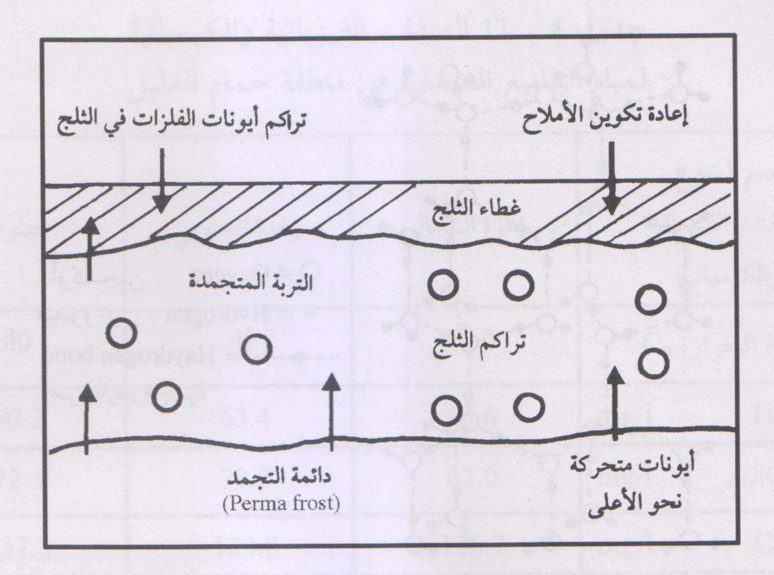
4 ـ 3 ـ 5 التركيب الكيميائي للثلج (snow)

تمتاز جزيئات الماء في الثلج بكثرة ارتباطها بأواصر هيدروجينية (شكل 4 ـ 5) مقارنة مع جزيئات الماء السائل. ومن المتوقع بأن التركيب الكيميائي للثلج لا يختلف كثيراً عن التركيب الكيميائي لمياه الأمطار ولكن ربما يكون مخففاً أكثر نتيجة زيادة الحجم الجزيئي للماء في الثلج مقارنة مع الماء السائل.



شكل 4 ـ 5 التركيب البنائي للثلج.
يلاحظ ترتيب الرباعيات حول كل ذرة أوكسجين وكذلك البناء المفتوح مع القنوات بالشكل السداسي
المصدر (Fergusson, 1982)

إن الموضوع الأكثر جدلاً بين الجيوكيميائيين خلال فترة من الزمن هو حول دور الثلج في التجوية الكيميائية للصخور التحتية. يعتقد الجيوكيميائيون الروس بأن أيونات الفلزات يمكن أن تنتقل خلال غطاء الثلج وصولاً إلى السطح وحسب الميكانيكية المقترحة في الشكل (4 ـ 6). وتعتمد هذه الميكانيكية أساساً على الانتشار الأيوني بوساطة المحاليل التي توفرها رطوبة الأنطقة دائمة التجمد. وهذا يؤدي إلى انتقال ايونات الفلزات من خلال الأنابيب الشعرية (capillary action). ويدعم هذا الاستنتاج، الملاحظة الحقلية لقشرة من الحديد المتأكسد والمعادن الثانوية ومشاهدة الأملاح (effiorescences) التي تحتوي على Na وCa وMg وCl على سطح المناطق دائمة الانجماد (permafrost).



شكل 4 ـ 6 ميكانيكية انتقال العناصر في المناطق دائمة الانجماد

المصدر (Jonasson & Allen, 1973, in Levinson, 1980)

الفصل الخامس
Chapter Five

الغلاف الحياتي
The Biosphere

5 ـ 1 تمهيد:

إن المقصود بالغلاف الحياتي هو ذلك الجزء من الأرض الذي يساعد على إدامة الحياة. ويتحدد هذا الجزء عادة بسمك محدود من يابسة الأرض ومياهها وهوائها الذي تتوفر فيه عناصر الحياة الأساسية: الماء والهواء وأشعة الشمس. غير أن نطاق الحياة أوسع من ذلك، بدلالة وجود بعض الحشرات (insects) وحبوب الطلع (spores) في الارتفاعات العالية من الغلاف الجوي ووجود أيضاً بعض الأحياء في قيعان المحيطات عند الأعماق الكبيرة، وملاحظة وجود البكتريا في المياه المالحة (brines) لآبار النفط المحفورة في الطبقات العليا من القشرة الأرضية.

ويقصد أيضاً بالغلاف الحياتي جميع أنواع المواد الحية: النباتات والحيوانات والأحياء المجهرية. تتألف المواد الحية من مجموعة من معقدات المركبات العضوية: الكاربوهيدرات والبروتينات والدهون والحوامض النووية (nucleic acid) والليكنين (lignine) التي تحتوي على عدد قليل من المركبات العضوية الأساسية والمتمثلة بالكحوليات والحوامض الدهنية والحوامض الأمينية والبيورينات (purines)، بينما يتناول الفصل الحالي من الكتاب دراسة العوامل الحياتية (المواد الحية والميتة ومكوناتها) المتحكمة في انتقال وتوزيع العناصر في الأنطقة السطحية للأرض.

5 ـ 2 المواد الحية وتوزيعها في الأرض

تشترك جميع المواد الحية بصفة احتوائها على جزيئات البروتين وتمتاز أيضاً بإنتاجها المرحلي للمواد العضوية. ويمكن تقسيم المواد الحية إلى مجموعتين عظيمتين: المجموعة المنتجة المتمثلة بالنباتات والمجموعة المستهلكة وهي الحيوانات.

يصل عدد أنواع الأحياء في الأرض حوالي (1.5×10^6) ومن بينها $2.5 \times$ 10^5) نوع يعيش في المحيطات والتي تشكل نسبة تبلغ حوالي (17%) من مجموع الكائنات الحية في الأرض. غير أن أهمية المحيطات تكمن في احتوائها على الكتلة الكبيرة من المواد الحية. ويقدر إنتاجها الإجمالي السنوي من المواد العضوية حوالي (10^{12}) طن التي تكافئ (55×10^9 طن) كاربون مقارنة مع (1118×10^9 طن) بالنسبة لبيئة القارات. يزداد إنتاج المواد العضوية في أجزاء البحار والمحيطات التي تحيط بالقارات حيث تصل معدلاتها إلى حوالي (400غم) من الكاربون العضوي بالمتر المربع الواحد في السنة وذلك بسبب وفرة عناصر التغذية، بينما تنخفض هذه المعدلات إلى حوالي (50غم) كاربون عضوي بالمتر المربع الواحد في السنة في مياه البحار المفتقرة بعناصر التغذية.

بسبب وجود الأوكسجين الطليق في جميع أجزاء مياه البحار والمحيطات، فإن ما يصل الرواسب البحرية من البقايا الميتة والمكونات غير المؤكسدة لا يتجاوز كثيراً عن 1% من مجموع الإنتاج العضوي الرئيس. أن تفسخ وتحلل المواد العضوية غالباً ما يتأثر بالعمليات الحيوية للبكتريا اللاهوائية (anearobic bacteria). إن إعادة إنتاج الأحياء تحدث بمعدلات عالية، غير أن معظم الإنتاج العضوي السنوي الرئيس يتم تثبيته من قبل الأحياء أو ما يطلق عليها بالكتلة الحياتية (biomass).

5 ـ 3 الأهمية الجيوكيميائية للغلاف الحياتي

تبلغ كتلة الغلاف الحياتي قيمة متناهية في الصغر وهي أقل بحوالي (300) مرة من كتلة أخف أغلفة الأرض الأخرى وهو الغلاف الجوي، غير أن حسابات كتلة الغلاف الحياتي على أساس تراكمه عبر الزمن الجيولوجي يؤدي إلى اقتراب كتلة الغلاف الحياتي المتراكم من كتلة الأرض الإجمالية. وهذا يؤكد على الدور الفاعل للغلاف الحياتي في تدوير الكميات الهائلة من مواده في الأرض. وفضلاً عن هذا وبالرغم من صغر كتلة الغلاف الحياتي الحالي، فإن له أهمية جيوكيميائية بالغة وأبرزها دوره في إنتاج الأوكسجين الضروري للحياة على كوكب الأرض. وكما هو معروف يتم هذا في أوراق النباتات ومن تفاعل (CO_2) مع الماء وبوجود المادة الخضراء (الكلوروفيل) وأشعة الشمس والمعروفة بعملية التركيب الضوئي وحسب المعادلة الآتية:

$$6CO_2 + 6h_2O \rightleftharpoons C_6H_{12}O_6 \quad \Delta G = +288\ Kcal..... (5.1)$$
$$\Delta H = +673\ Kcal.$$

بسبب قيمة ΔG الموجبة، يحتاج التفاعل إلى طاقة لكي يتجه إلى اليمين.

وهذه الطاقة هي أشعة الشمس. وبهذا تتحول الطاقة الشمسية إلى طاقة كيميائية للمركبات العضوية. إن الاتجاه المعاكس (اليسار) للتفاعل هو من نوع الأكسدة الحياتية والمتمثل بعملية التنفس. وتظهر الطاقة المتحرر للتفاعل المعاكس بشكل شغل أو حرارة.

يفترض وجود حالة من الاتزان بين عمليتي التركيب الضوئي والتنفس، غير أن معدلات عملية التركيب الضوئي تتجاوز معدلات عملية التنفس خلال الزمن الجيولوجي. والفائض من الطاقة يخزن في المواد العضوية المطمورة والمتمثلة جزئياً بالفحم الحجري والنفط.

تتأثر بشكل كبير التفاعلات الجيوكيميائية للغلاف الحياتي بوفرة الأحياء المجهرية. وتلعب هذه الأحياء دور العامل المساعد في بعض التفاعلات. فمثلاً، تسمح الاحياء المجهرية بتثبيت النترات من جزيئة النيتروجين. وفي البيئات اللاهوائية، تؤدي الاحياء المجهرية إلى تحرير طاقة نتيجة اختزالها الكبريتات إلى الكبريتيد واختزال الحديد أيضاً. وفي بيئات أخرى تؤدي بعض أنواع البكتريا (thiobacilli) إلى خفض الدالة الحامضية (pH) للمياه إلى أقل من واحد.

إن المواد العضوية المتكونة في الغلاف الحياتي تتحول وبشكل سريع إلى (CO_2) والماء اللذان لهما دور مهمٌ في تفاعلات التجوية الكيميائية. وهناك أدلة على تأثير المواد العضوية في تفاعلات التجوية بشكل عام. فبدون الحوامض العضوية وعوامل الاقتناص (chelating) العضوية وتأثير الكائنات المجهرية على الأطوار المعدنية، فإن التجوية الكيميائية تحدث ولكن بمعدلات نسبية بطيئة جداً.

أما المعقدات العضوية المقاومة للتحلل، فيمكن أن تتأثر بالعمليات التحويرية نتيجة الانطمار وزيادة الحرارة في الرواسب. وفي مثل هذه الظروف تتحول المعقدات العضوية المقاومة في النهاية إلى الغاز الطبيعي والنفط والكيروجين (kerogene) والفحم الحجري. وتؤثر عمليات التحول (metamorphism) في تحويل بعض هذه المواد إلى معدن الانتراسايت (anthracite) والجرافيت (graphite) بزيادة فقدان الهيدروكاربونات البسيطة وثاني أوكسيد الكاربون.

5 ـ 4 التركيب الكيميائي للغلاف الحياتي:

تواجه مهمة تقدير أو إيجاد التركيب الكيميائي للغلاف الحياتي عدداً من الصعوبات: أهمها الاختلاف الكبير في تركيب المواد الحية وتباين نوعية أو صحة

أو دقة البيانات التحليلية وعدم المعرفة الدقيقة للكميات النسبية لأنواع الكائنات الموجودة في الغلاف الحياتي. وبالرغم من الصعوبات المذكورة، هناك عدد من الملاحظات المهمة بخصوص طبيعة التركيب الكيميائي للغلاف الحياتي وأهمها: أن الماء يشكل المكون الأساسي لجميع المواد العضوية. فمثلاً يحوي الخشب على (50%) ماء والفقريات على (65%) واللافقريات البحرية على (90%).

إن المعلومات المتوفرة عن الدور الحياتي للعناصر الكيميائية تؤدي إلى تصنيفها إلى مجموعتين: مجموعة العناصر الثابتة ومجموعة العناصر المتغيرة وكما موضح في الجدول (5 ـ 1).

تضم الأولى مجموعة عناصر الطاقة (N, H, O, C) ومجموعة عناصر التغذية الكبيرة (Cl, S, Mg, Ca, p), (Na) بالنسبة للحيوانات فقط، ومجموعة عناصر التغذية الصغيرة (Zn, Mn, Cu, Fe) و(Si, Mo, B) بالنسبة للنباتات فقط و(I, Co) بالنسبة للحيوانات فقط. أما مجموعة العناصر المتغيرة فتشتمل على العناصر الثانوية وعناصر المكونات الدقيقة وعناصر التلوث.

جرت محاولة ثانية لتقدير التركيب الكيميائي للغلاف الحياتي بالاعتماد على النباتات بسبب كونها تمثل المصنع الأساسي لإنتاج الغذاء الضروري لإدامة كافة أشكال الحياة على الأرض، وعليه فإن التركيب الكيميائي للنباتات البرية والبحرية (جدول 5 ـ 2) لا يختلف كثيراً عن معدل التركيب الكيميائي للغلاف الحياتي.

بالمقارنة مع توزيع العناصر في التربة، يلاحظ في الجدول (5 ـ 2) إغناء النباتات البرية والبحرية بتسعة عناصر (Zn, S, p, N, Cl, Cd, C, Br, B) وافتقارها بواحد وعشرين عنصراً (Zr, W, V, Ti, Si, Rb, Pb, Ni, Mo, Mn, Li, La, Ga, Fe, F, Cu, Cs, Cr, Co, Ba, Al)، بينما يتضح إغناء أو افتقار إثني عشر عنصراً (Sr, Se, O, Na, Mg, I, K, Hg < Ca, Au, As, Ag) في النباتات البرية والبحرية. لماذا تختلف وفرة العناصر الكيميائية في مواد الغلاف الحياتي؟

إن وفرة العناصر الكيميائية في المواد الحية تعتمد على قابليتها على المشاركة في المنظومات الغروية المائية الداخلة في تركيب المواد الحية. وتعتمد أيضاً على مديات إذابتها في الوسط المائي. إن العناصر الكيميائية الوفيرة في المواد الحية تتمثل بالعناصر الشائعة والعالية الذوبان أكثر من تلك العناصر النادرة وغير الذائبة في الماء. ومن الواضح أن طبيعة تعامل أيونات العناصر بجزيئات الماء لها الأثر الكبير في تحديد سلوك العناصر خلال العمليات الحياتية وبالتالي وفرتها في المواد الحية.

جدول 5 ـ 1 توزيع العناصر الكيميائية بدلالة النسبة المئوية من الوزن الكلي للمواد الحية

رئيس Primary 60 - 1	Invariable ثانوي ثابت Secondary 1 - 0.05	مكونات مايكروية Microconstituents < 0.05	ثانوي Secondary	Variable مكونات مايكروية Microconstituents	متغير ملوثات Contaminants
H	Na	B	Ti	Li	He
C	Mg	Fe	V	Be	Ar
N	S	Si	Br	Al	Se
O	Cl	Mn		Cr	Au
P	K	Cu		F	Hg
	ca	I		Ni	Bi
		Co		Ge	Tl
		Mo		As	
		Zn		Rb	-
				Sr	-
				Ag	-
				Cd	-
				Sn	-
				Cs	-
				Ba	-
				Pb	-
				Ra	-

المصدر (Mason & Moore, 1982)

جدول 5 ـ 2 توزيع مجموعة مختارة من العناصر الكيميائية (ppm) في الأنسجة الجافة من النباتات البرية والبحرية

العنصر Element	النباتات البحرية Marine Plants	النباتات البرية Land Plants	الترب Soils	العنصر Element	النباتات البحرية Marine Plants	النباتات البرية Land Plants	الترب Soils
O	470.000	410.000	490.000	Ag	0.25	0.06	0.1
P	3500	2300	650+	Al	60	500	71.000
Pb	8.4	2.7	10–	As	30	0.2	6
Rb	7.4	20	100–	Au	0.012	0.002	
S	12,000	3400	700+	B	120	50	10+
Se	0.8	0.2	0.2	Ba	30	14	500–
Si	1500	200	330,000	Br	740	15	5+
Sr	1400	26	300	C	345,000	454,000	20,000+
Ti	12	1	5000	Ca	10,000	18,000	13,700
V	2	1.6	100–	Cd	0.4	0.6	0.06+
W	0.035	0.07	1–	Cl	4700	2000	100+
Zn	150	100	50+	Co	0.7	0.5	8–
Zr	20	0.64	300–	Cr	1	0.23	100–
				Cs	0.07	0.2	6–
				Cu	11	14	20–

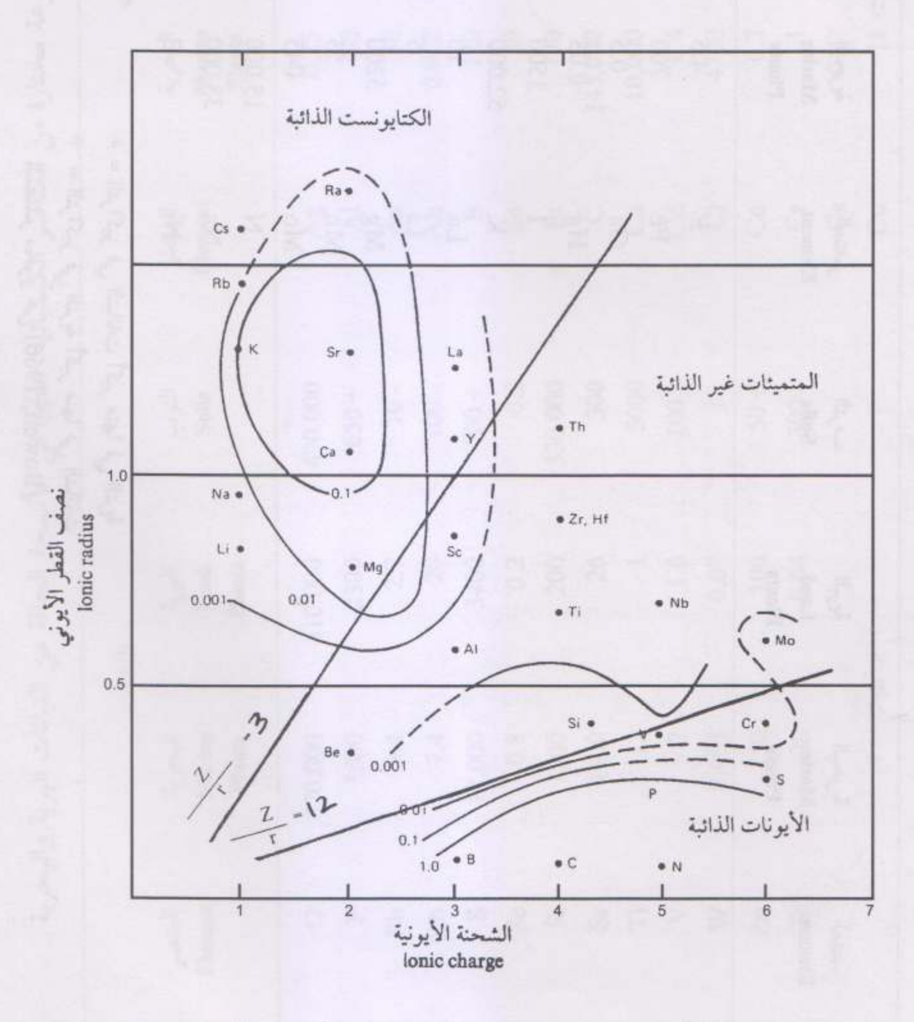
العنصر Element	النباتات البحرية Marine Plants	النباتات البرية Land Plants	الترب Soils	العنصر Element	النباتات البحرية Marine Plants	النباتات البرية Land Plants	الترب Soils
				F	4.5	0.5	200 –
				Fe	700	140	38,000 –
				Ga	0.5	0.06	30 –
				Hg	0.03	0.015	0.03
				I	1500	0.42	5
				K	52,000	14,000	14,000 +
				La	10	0.085	30 –
				Li	5	0.1	30 –
				Mg	5200	3200	5000
				Mn	53	630	850 –
				Mo	045	0.9	2 –
				N	15,000	30,000	1000 +
				Na	33,000	1200	6300
				Ni	3	3	40 –

+ = التراكيز في النباتات أكبر منها في التربة

+ = التراكيز في التربة أكبر منها في النباتات

المصدر محور عن (Bowen, 1966)

تتفاعل أيونات العناصر بجزئيات الماء من خلال كسر إحدى أواصر (O – H) أوكلتيهما في جزيئة الماء. وتعتمد مثل هذه التفاعلات على كثافة الشحنة على أيون العنصر والتي تساوي حاصل قسمة الشحنة الأيونية (Z) على الحجم الأيوني المتمثل بنصف القطر الأيوني (r). وتعرف حاصل القسمة هذه ($\frac{Z}{r}$) بالجهد الأيوني (Ionic potential). وعند رسم العلاقة بين الشحنة الأيونية (Z) مع نصف القطر الأيوني (r)، ينقسم هذا المرتسم إلى ثلاثة حقول: الأول ($\frac{Z}{r} \leqslant 3$) هو حقل الكتايونات الذائبة. والحقل الثاني ($3 < \frac{Z}{r} < 12$) هو حقل العناصر غير الذائبة



الشكل 5 ـ 1 نسبة تراكيز العناصر في النباتات البرية
إلى تراكيزها في صخور القشرة الأرضية وعلاقتها بالجهد الايوني
المصدر محور عن (Hatchinson 1945)

والمعروف بالمتميئات (Hydrolyzate). أما الحقل الثالث ($\frac{Z}{r} > 12$) فهو حقل معقدات الأنيونات الذائبة وكما موضح في الكل (5 ـ 1). وعند تسقيط نسبة وفرة العناصر في النباتات إلى معدل وفرتها في الصخور على الشكل (5 ـ 1) يتضح بأن وفرة العناصر الكيميائية في النباتات تزداد في حقل الكتايونات الذائبة ($\frac{Z}{r} \leqslant 3$) وحقل معقدات الأنيونات الذائبة ($\frac{Z}{r} > 12$) وتقل في حقل المتميئات ($12 > \frac{Z}{r} > 3$) بسبب انخفاض إذابة عناصرها.

يتضح مما تقدم بأن النباتات والحيوانات تغتني ولكن بعدد قليل من العناصر الكيميائية. وتشذ بعض العناصر في اغتنائها وخاصة في النباتات التي لها القابلية على احتواء كميات كبيرة من العناصر المتوفرة في التربة والجاهزة (available) للدخول في العمليات الحياتية للنباتات. إن قابلية بعض النباتات في احتواء تراكيز غير اعتيادية من العناصر الكيميائية للتربة، قد تم توظيفها في البحث عن الخامات المطمورة في الأرض. وهذه الملاحظة تمثل المفاهيم الأساسية لطرق التحري الجيوكيميائية ـ الحياتية (biogeochemistry) أو جيولوجيا النبات (geobotany) في الكشف عن الرواسب الخام. غير أن الإغناء الكبير والواضح للعناصر الكيميائية هو من خلال العمليات الحياتية للكائنات البحرية، مثل قابلية عددُ من اللافقريات البحرية على استخلاص كاربونات الكالسيوم والراديولاريا (radiolaria) والداي أتوم (diatoms) على استخلاص السليكا وبعض الأنواع البحرية من الأسديانايت (ascidiants) على تركيز عنصر الفناديوم (V) بحوالي (50000) مرة أكثر من تركيزه في مياه البحار. إن بعض الإسفنجيات (sponges) والشعب (corals) لها القابلية على تركيز عنصر اليود، غير أن النباتات البحرية المعروفة باسم (kelp) لها الكفاءة الأكبر على استخلاص عنصر اليود مما أدى إلى استغلالها في فترة زمنية محددة كمصدر لليود التجاري. ومن المعروف أيضاً تراكم تراكيز من النحاس في المحارات (Oysters) والتي تصل إلى حوالي (200) مرة أكبر من محتوى مياه البحار من عنصر النحاس. إذ تحوي المحارات (مع عدد من الحيوانات البحرية) على سوائل التنفس (hemocyanin) المرادفة لسوائل (hemoglobin) ولكن بالنحاس كمكون أساسي بدلاً من الحديد.

5 ـ 5 الرواسب الحياتية:

يتضح من الفقرات السابقة بأن الفعاليات الحياتية تؤدي إلى تركيز واحتواء

بعض الأحياء بعدد من العناصر والمركبات الكيميائية والتي تشكل بعد موتها وتراكمها رواسب ذات منشأ حياتي. وتعرف هذه الرواسب بمصطلح (bioliths) والتي تنقسم إلى (combastible أو caustobiolith) رواسب قابلة على الاحتراق و(acaustobiolith أو non – combustible) رواسب غير قابلة على الحرق. ومن أهم الأمثلة على النوع الأخير هو حجر الجير العضوي الشائع بين أخصائي الجيولوجيا. أما رواسب السليكا ذات المنشأ الحياتي، فهي أقل شيوعاً ولا يمكن تحديد منشئها بسهولة لعدم بقاء آثار للأحياء السليكانية في هذه الرواسب. وتمتلك بعض الاحياء (أنواع من الطحالب والبكتريا) فعالية كيميائية وذلك من خلال مثلاً أكسدة أيون الحديدوز في معدن السليدرايت إلى أيون الحديدك وترسيب أطوار الهيدروكسيدات. وبسبب طبيعة الأحياء المجهرية، فإنها في الغالب لا تترك أثراً يمكن الاستدلال عليه بسهولة مما يجعل من أمر تشخيص آثار (مستحثات) البكتريا في الرواسب من المواضيع صعبة الدراسة والمتابعة. وتنطبق نفس الملاحظة الأخيرة أيضاً على اختزال الكبريتات إلى كبريتيد خلال عمليات تكوين الكبريت الرسوبي.

أما الرواسب القابلة على الحرق (caustobioliths أو combustible) فتشمل على الفحم والنفط. وهذه المواد بطبيعة الحال تمثل مركزات من عنصر الكاربون بتأثير الفعاليات العضوية. وتناقش الفقرات اللاحقة موضوع منشأ الفحم والنفط من ناحية طبيعة وتركيب الأحياء الأولية ونمط تراكم المواد العضوية وميكانيكية التفاعلات التي أدت في النهاية إلى الفحم والنفط.

5 ـ 5 ـ 1 الفحم:

تشير الملاحظات الجيولوجية إلى وفرة الأدلة الكافية للاعتقاد على أن النباتات البرية هي المواد الأولية ومصدر تكوين الفحم. بشكل عام، تتكون النباتات من: أ ـ السليلوز ($C_6 H_{10}O_5$) وب ـ الليكنين ($C_{12} H_{18} O_9$) بالإضافة إلى مكونات ثانوية مثل البروتينات بأنواعها المختلفة: (دهون، حوامض عضوية وأملاحها والتانين). وبسبب مقاومته العالية لتأثيرات الأحياء المجهرية مقارنة بالسليلوز، فإن الليكنين يعد المادة الأساسية الأم للفحم.

يتم تكوين الفحم من المواد النباتية من خلال مرحلتين: الأولى بيوكيميائية تكون فيها فعالية الأحياء المجهرية عالية وتؤدي إلى إعادة تكوين المواد العضوية. وتصل هذه المرحلة نهايتها عندما تكون الظروف المحيطة غير ملائمة لفعالية

البكتريا بسبب الانطمار تحت الرسوبيات أو ظهور مواد سامة في المواد العضوية. وتبدأ بعد ذلك المرحلة الثانية التي يعد فيها تأثير عوامل التحول (الحرارة والضغط) هي المسؤولة عن تكون الفحم.

إن المرحلة الأولى ربما تكون مهمة في تحديد الأنواع المتكونة من الفحم، حيث أن الاختلافات في أنواع الفحم لا يمكن إعزاؤها إلى التباين في المواد النباتية الأولية بسبب أن هذه المواد لا تظهر اختلافاً كبيراً فيما بينها. ويمكن متابعة تحول (الخشب إلى الانثراسايت) من خلال الجدول (5 ـ 3) الذي يوضح نقصاناً منتظماً في كمية الأوكسجين وزيادة واضحة في كمية الكاربون خلال مراحل التحول إلى الأنثراسايت، بينما تظهر نقصاناً متذبذباً في كمية النتروجين والهيدروجين خلال نفس المراحل.

جدول 5 ـ 3 تباين التركيب الكيميائي (% وزناً)
خلال مراحل التحول من الخشب إلى الأنثراسايت

	C	H	N	O	
Wood	49.65	6.23	0.92	43.20	الخشب
Peat	55.44	6.28	1.72	36.56	الخث
Lignite	72.95	5.24	1.31	20.50	اللكنين
Bituminous coal	84.24	5.55	1.52	8.69	الفحم البتيوميني
Anthracite	93.50	2.81	0.97	2.72	الأنثراسايت

المصدر (Mason, 1966)

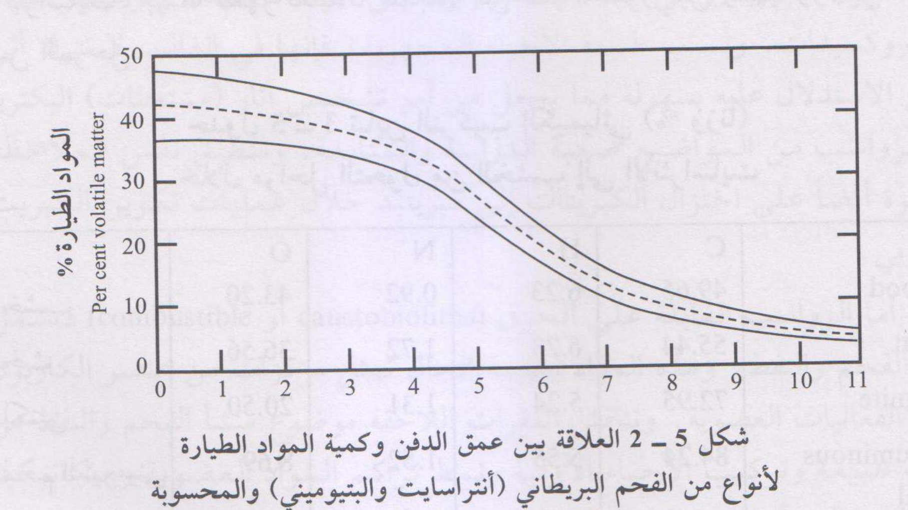
تعرف رتبة الفحم بأنها درجة التحول التي تأثر بها الفحم، ورتبة الأنثراسايت تعد أرقى رتب الفحم. وبشكل عام، تعتمد رتبة الفحم على عدد من العوامل الجيولوجية ومنها:

1 ـ زمن الانطمار: بشكل عام، يعد فحم الباليوزويك أعلى رتبة من فحم العصر الثلاثي، غير أن هناك العديد من الاستثناءات لهذا العامل. ولهذا يعتقد بأن عامل الزمن ليس له تأثير مباشر على رتبة الفحم.

2 ـ تأثير الحرارة: وهي الحرارة المتسربة من باطن الأرض أو بسبب توضع المندسات من الصخور النارية.

3 ـ **تأثير الضغط**: يزداد الضغط نتيجة الحركات الأرضية المتمثلة بالثنيات (folding) والتصدع (faulting).

4 ـ **تأثير الحرارة والضغط**: تزداد الحرارة والضغط نتيجة زيادة عمق الانطمار. ويعد هذا العامل أكثر العوامل أهمية، وعليه تم تقييمه وصياغته بشكل قانون يعرف بقانون هيلت (Hilts'law) الذي ينص على الآتي: في أية سلسلة من الفحم يزداد الكاربون وتنخفض المواد الطيارة بزيادة عمق الانطمار. وقد تم تطبيق هذا القانون على عدد من حقول الفحم المعروفة. والشكل (5 ـ 2) يوضح العلاقة بين كمية المواد الطيارة مع زيادة العمق.

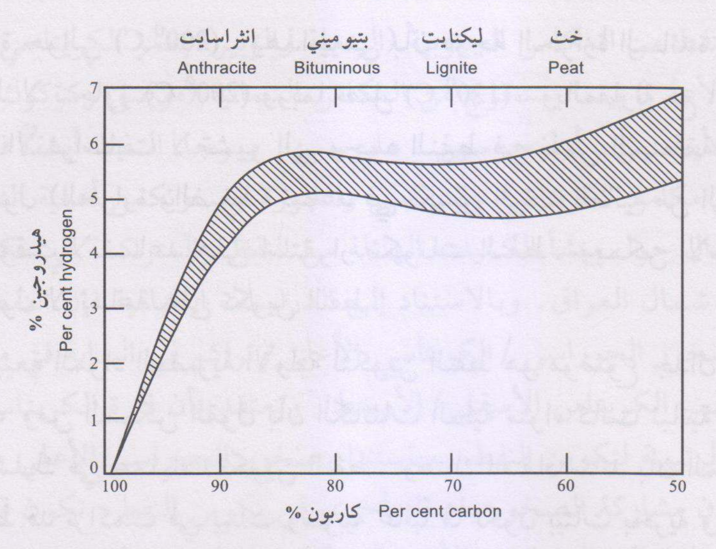


شكل 5 ـ 2 العلاقة بين عمق الدفن وكمية المواد الطيارة لأنواع من الفحم البريطاني (أنتراسايت والبتيوميني) والمحسوبة على أساس الحالة الجافة وبدون رماد

المصدر (Mason, 1966)

إن تحول الخشب إلى الأنثراسايت (جدول 5 ـ 3) يصاحبه زيادة في الكاربون ونقصان في الأوكسجين. إذن فإن هذا التحول هو في الحقيقة عملية اختزال. إن النسبة H:O في السليلوز تساوي (8 : 1) وفي الخشب (7 : 1) وفي الأنثراسايت (1 : 1). ويمكن توضيح التغيير في كمية الكاربون والهيدروجين نتيجة تحول الخث إلى انثراسايت وكما في الشكل (5 ـ 3).

في قطر العراق لا تعرف رواسب الفحم بنفس الدرجة التي تعرف بها المكامن النفطية التي تتوزع بشكل واسع في شمال ووسط وجنوب العراق. وتناقش الفقرة اللاحقة موضوع منشأ النفط مع إيجاز عن طبيعة نفوط المكامن العراقية.



شكل 5 ـ 3 التغييرات في التركيب الكيميائي

خلال السلسلة من التحول من الخث ولغاية الأنثراسايت وباستخدام الحسابات المستندة على الحالة الجافة وعدم وجود الرماد

5 ـ 5 ـ 2 النفط :

يمتاز النفط بتركيب كيميائي ثابت تقريباً، فهو يحتوي على الكاربون بنسبة تتراوح بين (83% ـ 87%) وبنسبة (11% ـ 14%) من الهيدروجين علاوة على مخلفات الحرق (الرماد) بكميات تتراوح بين (0.001% ـ 0.05%). وبالرغم من التركيب الكيميائي البسيط، إلا أن النفط يحتوي على مركبات عضوية معقدة جداً وبنسب متباينة أيضاً. فهو يتمثل بمزيج من عدد من المركبات العضوية المختلفة التي يمكن حصرها بالآتي : (1) البرافينات (paraffins) و(2) النافثينات (Naphthins) و(3) البنزويدات (Benzoids). تتكون هذه المركبات نتيجة تفاعلات معينة تحدث خلال مراحل تكوين النفط، غير أن معدلات هذه التفاعلات تكون متباينة مما يؤدي إلى وفرة هذه المركبات بنسب مختلفة في النفط. وعلى هذا الأساس يعتقد بأن النفط هو مزيج في حالة عدم اتزان من الناحية الدينميكية الحرارية وأن نفط المكامن الأقدم عمراً، تقترب من حالة الاتزان مقارنة مع نفط المكامن الأحدث عمراً. وبهذه الملاحظات الموجزة تتضح أهمية عامل الزمن في تكوين النفط.

يحتوي النفط على مركبات عضوية حساسة لدرجات الحرارة. ومن هذه المركبات هي البرفيرينات (porphyrins) التي تمتاز بعدم استقرارها وتحطمها عند

درجة حرارة حوالي (200^0 C). وهذا يعني بأن درجة الحرارة السائدة في مراحل تكوين النفط لا تتجاوز (200^0 C) وربما تصل (120^0 C). وبالمقارنة مع الفحم، فإن وجود رتبة الأنثراسايت لا تشير إلى وجود النفط في نفس المنطقة وذلك لأن ظروف التحول (الحرارة والضغط) تساعد في تكوين الرتب العالية من الفحم ولكن في نفس الوقت لا تساعد على استقرار مكونات النفط. ويمكن الاستنتاج بأن ظروف التحول لا تساعد على تكوين النفط.

إن طبيعة المواد العضوية الأولية لتكوين النفط هو موضوع جدال ونقاش لم يحسم بعد، ومن الممكن القول بأن الكائنات الحية سواء كانت نباتية أو حيوانية يمكن أن تشارك في عمليات تكوين النفط. وهناك اعتقاد سائد بأن المواد الأولية لتكوين النفط قد تراكمت في بيئات رسوبية غالباً ما تكون بيئات بحرية وذلك بسبب وفرة الأحياء الطافية (planktons) فيها مقارنة مع باقي المواد العضوية. وبهذا تمثل هذه الأحياء المواد الأولية التي تكون منها النفط. فبعد موت هذه الأحياء، فإن الهالك فيها يستغل كغذاء للرتب العالية من الأحياء أو تسقط إلى قاع البحار وبالتالي تعد إحدى مكونات رواسب قيعان البحار. وبعدها تبدأ هذه البقايا من الأحياء بالتحلل تحت ظروف اختزالية بسبب كون مياه قاع البحار غير نشطة. وعليه فإن تحلل الكائنات الميتة هو ليس تحللاً اعتيادياً ولكنه نوع من التحلل الذي يسود فيه الدور الأساسي للبكتريا اللاهوائية والتي تؤدي إلى تكوين الطين الأسود (black mud) أو يسمى سابروبيل (sapropel) وبشكل يشبه لما هو موجود في رواسب قاع البحر الأسود. يمثل السابروبيل المادة الأم للنفط وعلى غرار اعتبار الخث مادة أم للفحم. إن تحويل السابروبيل إلى النفط يتضمن عمليات بيوكيميائية ولا عضوية. وتدخل بعض العوامل المساعدة في تكوين النفط مثل المعادن الطينية التي لها القابلية على امتصاص المواد المختلفة وتفاعلها وتهيئتها للاتحاد فيما بينها.

إن مقارنة مكونات النفط مع المواد العضوية للرواسب الحديثة يشير إلى الآتي:

1 ـ توجد بعض المركبات الهيدروكاربونية بعدد فردي من الكاربون في الرواسب الحديثة بينما لا يوجد مثل هذا الانتقاء في المكونات الهيدروكاربونية للنفط.

2 ـ تفتقر المواد العضوية للرواسب الحديثة بمكوناتها من المواد الهيدروكاربونية منخفضة الوزن الجزيئي، بينما تتوفر هذه المكونات بكميات كبيرة في النفط.

تقسم حقول النفط العراقية المستغلة حالياً إلى حقول شمالية وجنوبية.

يستخرج النفط من المكامن الجنوبية (الرميلة والزبير) بعمر الكريتاسي (الأسفل ـ الأوسط ـ الأعلى) بينما يستخرج من المكامن الشمالية (موصل وكركوك) التي تعود إلى عمر الأيوسين ـ أوليجوسين ـ مايوسين. ويوجد النفط أيضاً في الحقول الشمالية في مكامن الكريتاسي والترياسي والجوراسي. وتكمن أهمية النفط العراقي بسبب الجدال حول منشأ الكميات الهائلة من النفط والمتراكمة في مكامن العصر الثلاثي في شمال العراق. وبالاستناد إلى الدراسات الطباقية فإن النفط قد تكون أصلاً في صخور الجوراسي / الكريتاسي الأعلى وتراكم في البداية في مصائد بنائية تعود إلى عمر الكريتاس الأسفل / الأوسط. ويعتقد بأن فترة الكريتاسي الأوسط هي الفترة الرئيسة لتكوين النفط. وباستثناء صخور الجوراسي الأعلى والكريتاسي الأسفل، فإن مشاركة الصخور بأعمار أخرى في تكوين النفط، تكون قليلة. وبعد تعرض المنطقة إلى الحركات الأرضية وتكوين الطيات والصدوع خلال العصر الثلاثي، فإن هذه النفوط هاجرت عمودياً إلى مصائد عليا والتي تتمثل بالمكامن الحالية التي تعود إلى العصر الثلاثي. وللاستدلال على الهجرة العمودية للنفط قام كل من (Al – shahristani & Al – Atia, 1972) بدراسة تغايير نسب النيكل والفناديوم في نماذج من النفوط بمستويات طباقية مختلفة للمكامن الشمالية والجنوبية العراقية، واتضح بأن نفوط المكامن القديمة تحتوي تراكيز أعلى من Ni وV مقارنة مع نفوط المكامن الحديثة وكما يوضحه الجدول (5 ـ 4) اللاحق والذي يدعم فكرة الهجرة العمودية لنفوط المكامن العراقية.

جدول 5 ـ 4 تراكيز النيكل والفناديوم (ppm)
في نفوط الحقول العراقية فضلاً عن البيانات التفصيلية الأخرى

حقل النفط Oil field	القبة Dome	مستوى Level	العمر Age	رقم البئر Well No	تركيز V V eone (ppm)	تركيز Ni Ni eone (ppm)	Ni/V V/Ni ratio
Ain Zalah عين زالة		First	Upper Cretaceous	AZ – 20	75	20 -	3:8 -
		(Fracture)		AZ – 20	70		
				AZ – 11	102	24.5	4.2
		Second	Middle Cretaceou	AZ – 28	109	20	4.2
Butma بطمة		First	Upper Cretaceous	Bm – 11	35	19.5 -	1.8 -

حقل النفط Oil field	القبة Dome	مستوى Level	العمر Age	رقم البئر Well No	تركيز V V eone (ppm)	تركيز Ni Ni eone (ppm)	Ni/V V/Ni ratio
Kirkuk	Khurmala	First	Middle	K – 113	20.9	19.0	1.4
كركوك	خرمالة		Eocene/	K – 123	34.0	16 – 6	2.0
			Lower				
			Mioceno			-	-
	Avanah	First	Middle	K – 166	26.3	15.3	1.7
	افانة		Eceone	K – 172		13.8	
			Lower			-	-
			Mioeeno			-	-
	Baba	First	Middle	K – 155	25.5	15.9	1.6
			Eoceno/	K – 140	25.0	16.7	1.5
			Lower	K – 120	25.7	17.0	1.5
			Mioceno	K – 145	26.0	18.0	1.5
				K – 142	26.5	15.8	1.7
		Second	Upper	K – 175	47	22.9	2.0
			Cretaceous	K – 130	43	20.0	2.1
				K – 109	44	20.3	2.1
Bai Hassan		First	Middle	BH – 23	26.5	17.2	1.5
باي حسن			Eoceno/	BH – 18	29.0		
			Lower				
			Mioceno			-	-
		Second	Middle	BH – 13	48	14.5	3.3
			Cretaceous			-	-
Jambur		First	Middle	Ja – 5	9.0		
جمبور			Eoceno/Lo-wer			-	-
			Miocene			-	-
Rumaila		Main	Lower	RU – 13	35.4	13.6	2.6
رميلة			Cretaceous	Ru – 19	13.6		
				Ru – 26	10.6		
Zubair	Hammar	Second	Middle	Zb – 26	57	19.5	2.9
			Cretaceous			-	-
زبير	حمار	Third	Lower	Zb – 18	15.0	8.9	1.7
			Cretaceous			-	-
	Zubair	Thord	Lower	Zb – 13	11.7		
			Cretaceous	Zb – 9	19.6	-	-
-	زبير	Fourth	Lower	Zb – 24	1.6	< 0.7	> 2.3
			Cretaceous				-
		Rafedyieh	Fourth	Lower	Zb – 38	2.1	
		رفادية					

المصدر (Al – shihristanit Al – Atia, 1972)

الفصل السادس
Chapter Six

باطن الأرض
Earth Interior

6 ـ 1 تمهيد

خضعت الأرض إلى مشاهدات مثيرة وملاحظات مستمرة ودراسات تفصيلية من قبل الإنسان وتطورات بتطور معرفته ورقيه العلمي خلال مراحل حضاراته المتعاقبة منذ بداية استيطانه على سطح الأرض وحتى الآن. وقد تراكم لديه حجم هائل من الملاحظات الناتجة عن مشاهداته المباشرة لطبيعة مواد ونشأة الأجزاء المختلفة من الأرض والقوى المؤثرة فيها. وأثارت لديه العديد من التساؤلات المتنوعة.

وفي بادئ الأمر، طرحت توضيحات وتفسيرات أقرب من الخيال وبعيدة عن المنطق العلمي، إلا أن التطور العلمي والتقدم التقني كان لهما بالغ الأثر في جلي الغموض في بعض الاستفسارات وصولاً إلى الأجوبة المستندة على التفكير العلمي الرصين. غير أن الإجابة على التساؤلات الخاصة بطبيعة وتركيب مواد باطن الأرض لا تزال يكتنفها الغموض وذلك بسبب عدم وفرة الإمكانيات المطلوبة أو استحالة دراسة هذا الجزء من الأرض بالطرق المباشرة.

إن الآبار والثقوب والمناجم المحفورة لا تشكل في أفضل الأحوال أكثر من (0.3%) من سمك الأرض الحالية. وهذا يعني بأن أكثر من (99.7%) من مكونات الأرض غير متوفرة للتقصي والبحث المباشرين. إن بعد منال مكونات الأرض عن الملاحظة المباشرة تمثل مشكلة ليس لها حل منظور. وبسبب الحاجة الماسة لتفسير الظواهر الطبيعية (الزلازل والبراكين) والمظاهر الجيولوجية (حركة الصفائح plate tectonic وبناء الجبال orogony) ومناقشة منشأ الأرض وعلاقتها بمنظومتنا

الشمسية، اتخذت دراسة مكونات باطن الأرض منحى آخر تستند إلى الطرق غير المباشرة واعتماد مبدأ الربط والموالفة بين البيانات المتوفرة في المصادر المعلوماتية المختلفة بهدف الوصول إلى حقيقة بناء وطبيعة مواد باطن الأرض. إن المفهوم الفطري بأن الأرض تكشف من مواد على سطحها غير تلك التي تخبئها في الأعماق هو مفهوم صحيح بالمقارنة مع كثير من الأمثلة التي حولنا.

فمثلاً إن الاستدلال على أن اللب مكون بشكل أساسي من فلز الحديد استند على عدة اعتبارات منها أن كثافة الحديد تقترب من الكثافة المحسوبة لمواد لب الأرض وأن وجود الحديد في لب الأرض أيضاً يفسر توليد قوى المجال المغناطيسي للأرض فضلاً عن وفرة الحديد في النيازك التي تعد بقايا المواد التي تكونت منها الأرض البدائية. ويلاحظ في الاستنتاجات آنفة الذكر، بأنها استندت على معطيات لمصادر معلوماتية مختلفة وهي: حسابات كثافة مواد باطن الأرض ودراسة المجال المغناطيسي للأرض علاوة على دراسة النيازك. وفضلاً عن مصادر المعلومات المذكورة، يمكن مناقشة بناء وتركيب باطن الأرض بضوء البيانات الزلزالية ومعطيات دراسة الصخور عميقة المنشأ فضلاً عن الدراسات التجريبية.

6 ـ 2 النيازك وأهميتها الجيولوجية:

النيازك هي المواد الصلبة التي لم تعانِ من تغيير كبير خلال مرورها في الغلاف الجوي والتي تصل إلى سطح الأرض بشكل قطعة (جسم) واحدة أو عدة قطع (أجسام) يمكن استعادتها. يتراوح حجم النيازك بين دقائق مجهرية إلى أحجام كبيرة بكتلة تصل إلى آلاف الكيلوغرامات. تتباين أيضاً النيازك في أشكالها. ويقدر معدلات وصولها بأحجام محسوسة إلى سطح الأرض بحوالي (500) نيزك في السنة، غير أن النيازك التي يتم استعادتها فعلاً هي بحدود خمسة إلى ستة نيازك في السنة الواحدة، أما إجمالي الكتلة الساقطة من غبار النيازك فتبلغ حوالي (3×10^7 - 3×10^6) طن في السنة الواحدة. ومثل هذه الدقائق يمكن التعرف على وجودها في الرواسب اليمية (pelagic) في المحيط الهادي.

إن اصطدام النيازك الكبيرة بسطح الأرض يؤدي إلى تبخرها الكامل بسبب طاقة الاصطدام الهائلة التي تترك ما يشبه فوهات البراكين (craters). ويوجد حوالي (02) موقعاً معروفاً من هذه التراكيب في العالم. ويمكن التحري عن مواقع الاصطدام هذه من خلال تأشير وجود بعض الأطوار المعدنية المتمثلة بأطوار

الضغط العالي للسيلكا (كوسايت Coesite وستيشوفايت stischovite) والزجاج عالي الكثافة فضلاً عن الدقائق الكروية (Fe – Ni globules) في حطام (brecia) الاصطدام.

بسبب أن النيازك الكبيرة من ناحية والمجهرية من ناحية أخرى، غير متوافرة للدراسات والتحاليل المختبرية، فإن البيانات المتداولة عن النسب العددية وتركيب وبناء النيازك تعود إلى مجموعة النيازك متوسطة الحجم الأكثر وفرة. هناك أكثر من (1500) موقع (بضمنها موقع نيزك التأميم) معروفاً بسقوط مثل هذه النيازك في العالم. غير أن عدداً آخرَ من النيازك يمكن أن تنفجر إلى قطع صغيرة بسبب الشد العالي (high stress) الناتج عن الاختلاف بدرجات الحرارة والضغط عند دخولها إلى الغلاف الجوي. ويدعم هذا ملاحظة آلاف إلى مئات الآلاف من رذاذ (shower) القطع الصغيرة المبعثرة على مساحة بيضوية (elliptic) بطول يقدر بعدد من الكيلومترات. تستند إحصائيات النيازك إلى أعداد الساقط (falls) وأعداد المكتشف (finds) منها على سطح الأرض كما هو موضح في الجدول (6 ـ 1)، غير أن مثل هذه الإحصائيات لا تخلو من الانحياز (biase) بسبب عدم تضمينها للنيازك الساقطة في المناطق النائية والبعيدة عن المناطق السكانية والملاحظة المباشرة وتجاوز النيازك التي لا يمكن تمييزها واكتشافها بسبب تشابهها مع ترب وصخور سطح الأرض.

جدول 6 ـ 1 تكرار أنواع النيازك الساقطة والمكتشفة على سطح الأرض

		المكتشف Finds		الساقط Falls	
	Type	Number	Per Cent	Number	Per Cent
الحديدية	Irons	545	58.1	33	4.6
الحديدية ـ الحجارية	Stony – irons	53	5.7	11	1.5
اللاكوندورية	Achondrites	7	0.7	56	7.8
الكوندورية	Chondrites	333	35.5	621	86.1
المجموع	Total	938	100.0	721	100.0

المصدر (Masson, 1962)

6 ـ 2 ـ 1 تصنيف النيازك:

تتوفر النيازك بأنواع متباينة جداً حيث يتألف بعضها من (100%) تقريباً من المكونات الفلزية أو من (100%) تقريباً من المكونات السليكانية. يمكن تقسيم النيازك إلى أربعة مجاميع بالاعتماد على محتوى النيازك من المكونات الفلزية. وهذه المجامع هي:

1 ـ النيازك الحديدية: تحوي على (90%) فلز.

2 ـ النيازك الحديدية ـ الحجارية: تحوي على (50%) فلز.

3 ـ النيازك الحجارية ـ الكوندورية: تحوي على (10%) فلز.

4 ـ النيازك الحجارية ـ اللاكوندورية: تحوي على (1%) فلز.

تشير الدراسات المختبرية إلى وجود أكثر من (40) معدناً في النيازك المختلفة ومنها عشرة معادن موصوفة في صخور الأرض. أما المعادن الأساسية فتشمل الأوليفين ($Fa_{0.25}$ $Fo_{0.75}$) والأورثوبيروكسين ($FeSiO_3$ % 30 – 0) والكلاينوبيروكسين والبلاجوكليز ($Ca, Na\ Alsi_3\ O_8$) وسبيكة الحديد ـ النيكل [كاماسايت Kamasite (α – FeNi) ~ 6.5 Ni %) ويتنايت – α ~ 27,65% Ni)] FeNi) taenite فضلاً عن معدن الترولايت (FeS).

تعد النيازك الحديدية ثاني أكبر أنواع النيازك وفرة وذات أهمية كبيرة وخاصة في تمثيلها لمواد لب الأرض. وتصنف هذه النيازك حسب تركيبها من الكاماسايت (α – Fe) (Kamacite) والتينايت (α – Fe) (taenite). أما وفرة النيازك الحديدية ـ الحجارية فهي لا تتجاوز (2%) مقارنة مع باقي أنواع النيازك الأخرى، وتصنف حسب طبيعة ووفرة محتوياتها من الأطوار السليكانية والفلزية. غير أن النيازك الأكثر وفرة فهي النيازك الحجارية التي تقسم بدورها إلى نيازك كوندورية (chondrites) بسبب احتوائها على الأجسام المدورة (chondrules). والنوع الآخر هو النيازك اللاكوندورية (achondrites) لغياب الأجسام المدورة فيها. وتعد النيازك الكوندورية أكثر وفرة من النيازك اللاكوندورية.

إن الأجسام المدورة (chondrules) عبارة عن تجميع للأطوار السليكانية الرئيسة بشكل أجسام كروية. وتصنف النيازك الحجرية ـ الكوندورية إلى مجاميع ثانوية حسب محتوى مكوناتها من الحديد. وتعد

النيازك الكوندورية الكاربونية (carbonaceous) أهم هذه المجاميع بسبب احتوائها على المواد العضوية الحاوية على الأوكسجين والنيتروجين وسلسلة طويلة (حوالي C_{30}) من المواد الهيدروكاربونية علاوة على المعادن المائية مثل السربنتين (Serpentine) والكلورايت (chlorite)، غير أنها تحوي أيضاً على فلز الحديد بكميات قليلة . وبالتالي فهي تظهر علاقة محدودة مع باقي النيازك الحجارية .

تمثل النيازك اللاكوندورية مجموعة غير متجانسة من النيازك الحجارية وتتشابه مكوناتها من أوكسيد الكالسيوم مع محتوى نفس الأوكسيد في صخور القشرة الأرضية مثل صخرة البرودوتايت (Perodotite) والكابرو (gabbro) . وتظهر بعض النيازك اللاكوندورية كأنها تمثل نواتج تفاضل لنيازك أخرى . يعرض الجدول (6 ـ 2) معدل التركيب الكيميائي لأنواع النيازك الشائعة .

تقسم أيضاً النيازك إلى مجموعتين حسب درجة تأثرها بارتفاع درجات الحرارة (أي شدة التحول) . وتضم الأولى النيازك المتفاضلة (differentiated) المتمثلة بالنيازك الحديدية والحديدية ـ الحجارية والنيازك اللاكوندورية . أما الثانية فتشمل النيازك الكوندورية التي لم تتعرض إلى الانصهار ويطلق عليها النيازك غير المتفاضلة (undifferentiated) . وليس في النوع الأخير، ما يشير إلى حدوث تغيير عليها، وبالتالي فإن تركيبها أقرب ما يكون إلى تركيب مجموعتنا الشمسية . ويدعم هذا الاستنتاج احتواء النيازك الكوندورية الكاربونية (كما ذكرنا سابقاً) على المركبات العضوية والمعادن السليكانية المائية مثل السربنتين والكلورايت التي تؤيد عدم تعرضها إلى درجات حرارة عالية . وعليه فإن هذه النيازك تمثل أكثر النيازك بداءة (Primitive) . إن نتائج التحليل الكيميائي لهذه النيازك قد أبدت (باستثناء العناصر الخفيفة) اقتراباً من نتائج تحليل الطيف الشمسي ولهذا يعتقد بأن تركيب النيازك الكوندورية الكاربونية يمثل تركيب الأرض البدائية .

جدول 6 ـ 2 معدل التركيب الكيميائي للنيازك الحديدية والكوندورية واللاكوندورية (بالمائة وزناً)

التركيب Composition	الحديدية Irons (Mainly after Brown, Patterson, 1947 /1948)	الكوندورية Clhondrites (Mainly after Urey Craig, 1953)	اللاكوندورية Ca - Rich Achon - drites (Urey, Craig,1953)
SiO_2		38.04	48.65
TiO_2		0.11	0.50
Al_2O_2		2.50	11.71
Cr_2O_2	0.006	0.37	0.40
FeO		12.45	16.31
MnO		0.25	0.47
MgO		23.84	9.87
CaO		1.95	10.39
Na_2O		0.98	0.83
K_2O		0.10	0.27
P_2O_5	0.5	0.21	0.10
Fe	90.8	11.50	-
Ni	8.6	1.68	-
Co	0.6	0.1	-
FeS	0.4	5.7	0.57

المصدر (Wedepohl, 1971)

6 ـ 2 ـ 2 نيزك التأميم:

في الساعة العاشرة والنصف من صباح يوم 20 آب 1977 سقط نيزك التأميم بالقرب من قرية الحميرة الصغرى ناحية تازة في محافظة التأميم. وقد تم استعادة (12) قطعة تزن بمجموعها حوالي (6) كيلوغرامات، بينما تقدر الكتلة الإجمالية للنيزك بحدود (30) كيلوغراماً. ويعتقد بأن الكتلة الرئيسة للنيزك قد تم تكسيرها والاحتفاظ بها من قبل سكان المنطقة. ولعلم المؤلف، فإن هذه الحادثة تمثل أول تسجيل دقيق لسقوط النيازك في العراق. تمت دراسة نيزك التأميم في مختبرات المؤسسات الأكاديمية والصناعية، غير أن الدراسة المنشورة للباحث (Al - Bassam, 1978) تعد مرجعاً مهماً في هذا المجال.

وجد نيزك التأميم بمظهر شديد التهشم (highly breciated) وبلون رصاصي

فاتح مع حبيبات من معادن الأوليفين والبروكسين بلون رصاصي غامق إلى أسود. ويمكن مشاهدة عدد قليل من الكوندرول (chondrules) في بعض النماذج. وتتوزع بشكل واسع المعادن المعتمة وينفصل بعضها بمساحة واسعة تصل إلى حوالي (5) ملمترات، كما تم ملاحظة القشرة السوداء للانصهار بسمك (1) مليمتر، تغطي نيزك التأميم.

يتألف نيزك التأميم من معادن الأوليفين (Fa = 17%) والأورثو ـ بيروكسين (Fs × 24.5%) والبلاهوكليس (An_{10}) علاوة على المعادن الثانوية: أورثوكيلس والأباتايت والكرومايت والألمانايت والترولايت وسبيكة (Ne – Ni).

يدعم التركيب الكيميائي الموضح في الجدول (6 ـ 3) نتائج الدراسة المعدنية لنيزك التأميم وخاصة بالنسبة لمعادن الأوليفين والبيروكسين واقتراب نسبها المحسوبة المعروضة في الجدول (6 ـ 4) من النسب التي تم إيجادها بوساطة المجهر أو ما يعرف بالتحليل المودي (modal analysis) علاوة على اقتراب قيمة الكثافة النظرية ($3.48gm/cw^3$) المحسوبة بالاعتماد على التركيب المعدني من قيمة الكثافة ($3.5gm/cm^3$) التي تم إيجادها فعلاً لنيزك التأميم. ويشير إجمالي البيانات المعدنية والجيوكيميائية إلى أن نيزك التأميم هو نيزك متحول (metamophosed) من النوع الكوندوري وينتمي إلى المجموعة منخفضة الحديد ـ منخفضة الفلز (Low iron – Low metal.LL) والتي تعرف بالأمفوترايت (amphoterite).

جدول 6 ــ 3 التركيب الكيميائي لنيزك التأميم

A		B		C		D		E	F	G
Fe	3.39	Fe	73.23	Fe	64.50	Fe	20.68	20.32	13.53	11.63
Ni	1.13	Ni	24.42	Ni	0.05	Mg	16.82	15.78	16.53	15.63
Co	0.05	Co	1.35	Co	0.01	Ni	0.91	1.41	0.28	0.03
Cu	0.01	Cu	0.42	Cu	0.01	Mn	0.26	0.26	0.29	0.40
FeS	6.48	Mn	0.04	Mn	0.03					
SiO_2	39.48		99.46	S	35.08					
TiO_2	0.28				99.67					
Al_2O_3	2.25									
FeO	16.46									
MnO	0.40									
MgO	25.66									
CaO	1.47									
Na_2O	1.05									
K_2O	0.15									
P_2O_5	0.47									
Cr_2O_3	0.45									
-	99.18									

A Average composition of the meteorite معدل تركيب نيزك التأميم

B Average nickel - iron Ni – Fe معدل

C Troilite ترويلايت

D Black, coarse, brecciated grains حبيبات الهشيم السوداء الخشنة

E Light gray, fine grained brecciated groundmass
أرضية الهشيم بالحجم الناعم وباللون الأشهب الفاتح

F Pyroxene chondrules الأجسام المدورة من البيروكسين

G Chemically separated pyroxene fraction
الجزء المفصول كيميائياً عن البيروكسين

(Al – Bassam. 1978) المصدر

جدول 6 ـ 4 النسبة النورمية (weight norm)

للمكونات المعدنية المحسوبة من التركيب الكيميائي لنيزك التأميم

المعدن	النسبة النورمية % وزناً
Olivine	53.0
Orthopyroxene	19.8
Clinopyroxene	2.6
Plagioclase	10.0
Orthoclase	0.9
Apatite	1.1
Chromite	1.0
Ilmenite	0.5
Troilite	6.5
Nickel – iron	4.6
	100.0

المصدر (Al – Bassam, 1978)

6 ـ 2 ـ 3 من أين تأتي النيازك؟

بسبب ندرة حصول المشاهدات المزدوجة من موقعين مختلفين لسقوط نيزك ما، فإن تحديد اتجاه مسار النيازك ومدارات حركتها وتقدير سرعتها لا يتم إلا في حالات محدودة وكما هو الحال بالنسبة لنيزك (pribram chondrite) الذي سقط في اليوم السابع من شهر نيسان 1959 حيث تم تصوير سقوطه من موقعين مختلفين وبالتالي تم تحديد مدار حركة النيزك الذي يتطابق مع مدار حزام الشهب الموجود بين كوكبي المريخ (mars) والمشتري (jupiter). إن انتظام المسافات النسبية لبعد الكواكب عن الشمس وحسب قانون بود (Bodels law) يعني أن الموقع بين كوكبي المريخ والمشتري يفترض أن يشغله كوكب معين وبدلاً من ذلك تواجد أعداد من الأجسام الصغيرة التي يصل قطرها حوالي (800 km) والتي تمثل حزام الشهب. إن أعلى سرعة تصلها الأجسام الكونية المتحركة في المدار البيضوي حول الشمس هي (42km/sec) مقارنة مع (30km/sec) بالنسبة للأرض. يتطلب اصطدام النيازك بالأرض أحد أمرين: أن يكون اتجاه حركتها يخالف إتجاه دوران الأرض أو أن النيازك التي تصطدم بالأرض بسرعة أكبر من (42 km/sec) لا بد أن يكون مدارها إما خارج مجموعتنا الشمسية (parabolic) أو يكون ضمن مجموعتنا الشمسية

(hyperbolic). وتؤيد القياسات الرادارية لـ(1100) نيزك في كندا بأن منشأها هو داخل مجموعتنا الشمسية.

6 ـ 3 البناء الطبقي للأرض

توجد الأرض الحالية ببناء طبقي يوضحه الجدول (6 ـ 5) الذي يعرض أيضاً بيانات للغلاف الجوي والمائي لأغراض المقارنة. يتألف البناء الطبقي بشكل عام (النسبة المئوية للكتلة) من نطاق القشرة (0.48%) ونطاق الرداء (67.1%) ونطاق اللب (32.4%). ويعود الفضل الكبير في تحديد البناء الطبقي للأرض إلى علم الزلزالية (seimology) وبياناته. ما هي الزلازل؟ ما هي الموجات الزلزالية؟ ما هي طبيعة تعاملها مع مواد باطن الأرض؟ كيف يمكن الاستدلال على البناء الطبقي للأرض؟

جدول 6 ـ 5 بيانات حول البناء الطبقي للأرض وأغلفتها

	معدل السمك (كم) Mean thickness (km)	معدل الكثافة (gu Cm^{-1}) Mean density (gcm^{-3})	الحجم Volume (10^{2}) m^{3})	الكتلة Mass (10^{2}3 kg)	جزء الكتلة Mass faction (%)	المنطقة Region	العمق عند الحدود (كم) Depth to boundaries(km)	مظاهر المنطقة Feature of region
ATMOSPHERE الجوي	–	–	–	0.0000551	*0.00008	A	–	غير متجانس Heterogeneous
HYDROSPHERE المائي	3.75	1.02	0.0138	0.0141	0.024		–	
القشرة CRUST	17	2.8	0.1021	0.286	0.48		0 33*	
الرداء MANTLE	2883	4.5	9.00	40.16	67.1	B	(continental)	غير متجانس Heterogeneous
						C	413	انتقالية Transition region
						D	984	احتمال متجانس Probably homogeneous
اللب CORE	3473 radius	11.0	1.76	19.36	32.4	–	2898	Homogeneous fluid سائل متجانس
						E	4982	Transition layer طبقة انتقالية
						F	5121	Inner core – solid لب داخلي صلب
						G	6371	

المصدر (Henderson, 1982)

* سمك القشرة القارية متغير ويصل معدله إلى (33km) سمك القشرة المحيطية يتراوح بين (5 ـ 8) كيلومتر

6 ـ 3 ـ 1 البيانات الزلزالية

يهتم علم الزلزالية بدراسة الجوانب المتعلقة بتوليد وسريان الموجات الزلزالية الناجمة عن حدوث الصدمات في الأرض. وتحدث الصدمات إما بفعل طبيعي كما في الحركات الأرضية المولدة للزلازل أو بفعل اصطناعي كما هو الحال في التفجيرات المختلفة التي يقوم بها الإنسان. وعند حدوث صدمة ما في الأرض يتولد عن ذلك موجات مختلفة الأنواع تعرف بالموجات الزلزالية التي تسري بكافة الاتجاهات. يمكن تمييز أربعة أنواع من الموجات الزلزالية. منها اثنتان يطلق عليهما الموجات السطحية اللتان تنحصر أهميتها الجيولوجية والتطبيقية بالأنطقة القريبة من سطح الأرض. وهناك نوع آخر يعرف بالموجات الأولية أو الموجات الضاغطة ويرمز لها بالحرف (P). وتتميز بترددها الموازي لاتجاه حركتها ولهذا فهي تنتقل من خلال حركات متعاقبة من الانضغاط والتمدد وتشبه بذلك انتقال موجات الصوت. باستطاعة موجات (P) المرور خلال جميع المواد الصلبة والسائلة والغازية. وتختلف الموجات الثانوية أو موجات القص (S) بترددها العمودي على اتجاه مسارها وبعدم استطاعتها المرور في الوسط المعدم القساوة (rigidity) مثل السوائل والغازات.

اقتصرت المعلومات المستنتجة من باطن الأرض على البيانات الخاصة بالموجات الأولية (P) والموجات الثانوية (S). ولكن كيف تم ذلك؟ تم ذلك من خلال التسجيلات التي تقوم بها المراجق أو راسمات الزلازل (seismograph) الموضوعة في محطات منتشرة على مساحات واسعة من سطح الأرض. تقوم هذه الأخيرة بتسجيل زمنِ وصول الموجات الزلزالية (P) و(S) الناجمة عن الهزات الأرضية. وتُمَكِّنُ الاختصاصيين في علم الزلزالية من تحويل تسجيلات المراجق الزلزالية وعرضها بشكل جداول توضح تغاير سرعات الموجات الزلزالية (P) و(S) مع زيادة العمق وكما يعرضه الشكل (6 ـ 1).

تعتمد سرعة الموجات الزلزالية في صخور معينة على صفاتها الفيزيائية والتي تضبطها العلاقة الآتية:

V_P وV_S = سرعة الموجات الزلزالية الأولية

$$V_P = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{P}} \quad \text{..........} \quad (6.1)$$

والثانوية على التوالي

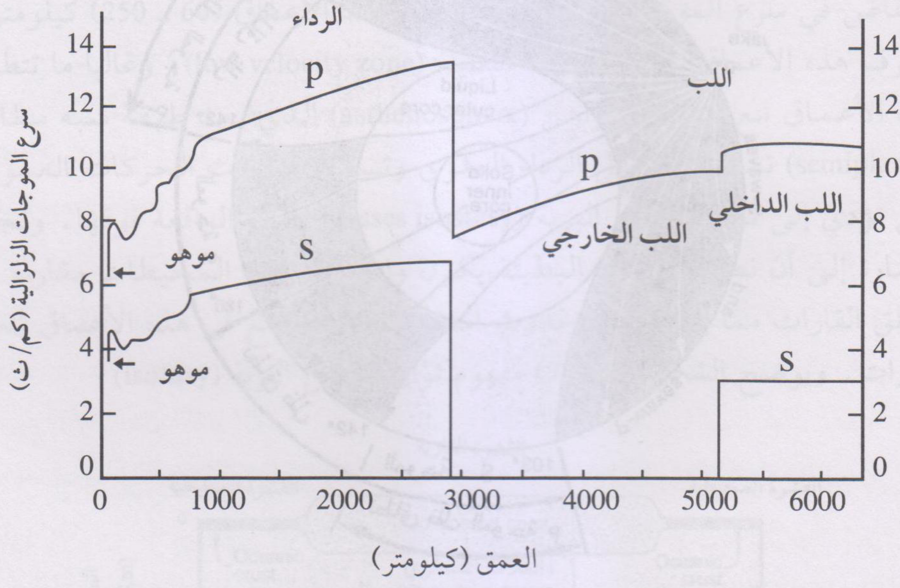
K = معامل الانضغاط μ = معامل

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{P}} \text{ .... } (6.2)$$

القساوة

P = الكثافة.

تشير المعادلتان (6.1) (6.2) أعلاه، إلى اعتماد سرعة الموجات (P) على صفات الصخور المتمثلة بمعامل الانضغاط ومعامل القساوة علاوة على الكثافة (المعادلة (1)) بينما يؤثر على سرعة موجات (5) عامل القساوة والكثافة (المعادلة (2)).

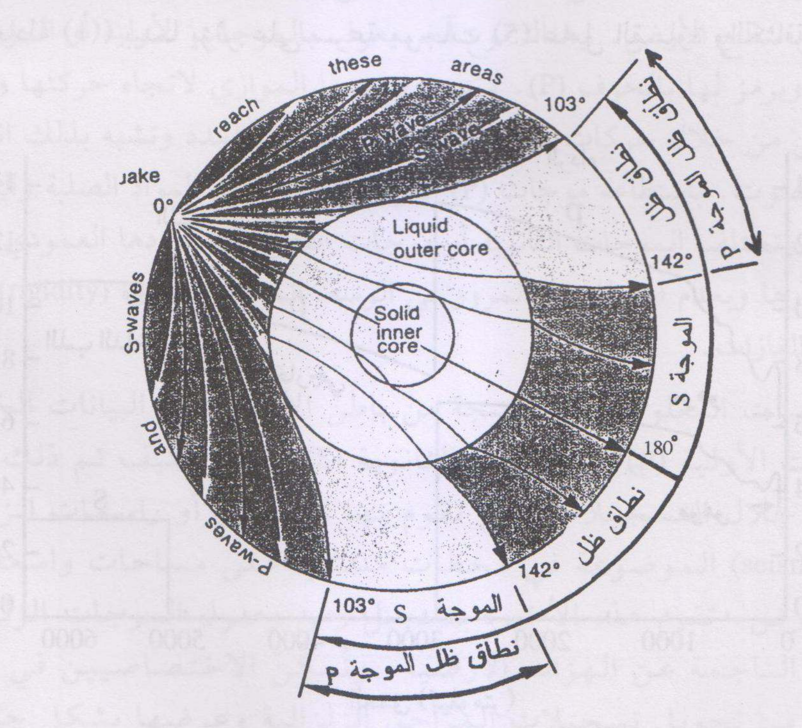


شكل 6 ـ 1 تغاير سرع الموجات الزلزالية (P) و(S) مع زيادة العمق

المصدر (Brown Mussett, 1981)

إن ملاحظة الشكل (6 ـ 1) تشير إلى أن مواد باطن الأرض مختلفة وغير متجانسة في صفاتها بدليل الزيادة أو النقصان في سرع الموجات الزلزالية (P) و(S) وبدرجات متفاوتة عند أعماق معينة من سطح الأرض. ويطلق على مثل هذه العلاقات مصطلح «لا إستمرارية» (discontinuity). توجد لا إستمرارية من الدرجة الأولى عند عمق (2898 km) تعرف باسم مكتشفيها (Weighert & Gotenberge) ولا

إستمرارية أخرىٰ من الدرجة الأولىٰ تعرف أيضاً باسم مكتشفها الكرواتي (Andrija Mohorovicic) ويطلق عليها اختصاراً (Moho). إن لا إستمرارية موهو ولا إستمرارية فايخرت ـ كوتيزك تقسم باطن الأرض إلى ثلاثة أنطقة رئيسة وهي القشرة (crust) والرداء (mantle) واللب (core) وكما هو موضح في الجدول (6 ـ 5). إن ملاحظة وجود لا استمرارية من الدرجة الثانية عند الأعماق (5121km) و,984km) 400km) علاوة على إستمرارية كونراد (conrad) تقسم باطن الأرض إلى أنطقة ثانوية هي على التوالي: اللب الداخلي / اللب الخارجي والرداء الأسفل / نطاق التحول / الرداء العلوي والقشرة القارية السفلى / القشرة القارية العليا.

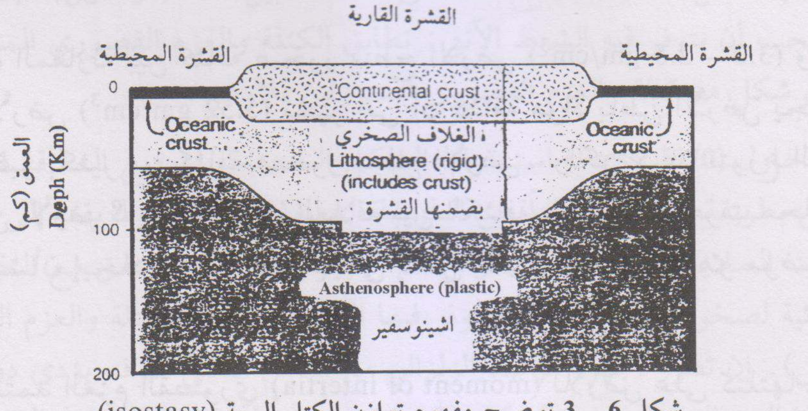


شكل 6 ـ 2 أنطقة الظل الزلزالية
للموجات (S) و(P) الناجمة عن الحالة السائلة لمواد اللب الخارجي
المصدر (Montgomery, 1997)

تنفرد الموجات الزلزالية الثانوية (S) بسلوكٍ مميز وخاص والمتمثل بالانخفاض الحاد في سرعتها وتلاشيها عند عمق لا إستمرارية فايخرت ـ كوتيزك. وهذا يفسر عادة بزيادة الكثافة والانتقال من الحالة الصلبة لمواد الرداء الأسفل إلى الحالة السائلة لمواد اللب الخارجي. إن الحد الذي يفصل بين الرداء الصلب

واللب السائل يجعل إتجاه سير الموجات (P) ينحرف بزاوية كبيرة عن اتجاهه الأول. ونتيجة لذلك، فإن موجات (P) لا تصل إلى سطح الأرض في منطقة تقع بين زاويتين هما (103) و(142) من مصدر الزلزال. وتعرف هذه المنطقة بنطاق ظل الموجة (P) (P – wave shadow xone) وكما هو موضح في الشكل (6 ـ 2) لقد أثبتت التسجيلات الزلزالية بأن مناطق الظل هذه ليست صافية تماماً، حيث تم تسجيل موجات (P) بحالة ضعيفة في تلك المناطق. إن الصفة المشتركة لجميع أشكال العلاقة بين العمق وسرع موجات (P) التي توصل إليها العديد من إختصاصي علم الزلازل لا يمكن تمثيله بسطح لا إستمرارية واحد وإنما يحدث من خلال نطاقٍ إنتقالي على نحو متدرج.

إن التدقيق في العلاقة بين سرع الموجات الزلزالية ـ العمق، يشير إلى وجود انخفاض في سرع الموجات الزلزالية (P) و(S) عند الأعماق (60 ـ 250) كيلومتراً. وتعرف هذه الأعماق بنطاق السرعة البطيئة (low velocity zone). وغالباً ما تتطابق هذه الأعماق مع النطاق الواهن (asthenosphere) الذي يعد طبقة شبه مطاطة (semiplastic) تمتد في داخل الرداء العلوي وتسمح بحدوث الحركات العمودية التي تؤدي إلى توازن الكتل البرية (land masses isostasy) الواقعة فوقها. وتجدر الإشارة إلى أن نطاق السرعة البطيئة يكون واضحاً تحت المحيطات مقارنة مع مناطق القارات مما يؤشر عدم حدوث انصهار جزئي واسع في هذه الأعماق تحت القارات. ويوضح الشكل و(6 ـ 3) مفهوم توازن الكتل البرية (isotasy).



شكل 6 ـ 3 توضيح مفهوم توازن الكتل البرية (isostasy)

المصدر (Montgomery, 1997)

بعد هذا التوضيح والمناقشة الموجزة للبناء الطبقي للأرض وتقسيمها إلى

أنطقة رئيسة وثانوية وتحديد أعماقها، يبرز سؤال: ما هو تركيب مواد أنطقة الأرض؟ إن الإجابة على هذا السؤال تتطلب نوعاً من الموالفة والربط بين المعلومات المختلفة المستقاة من المصادر المتوفرة عن طبيعة مواد باطن الأرض وكما ذكرنا سابقاً في الفقرة (6 ـ 1). تشتمل المصادر المعلوماتية هذه على توزيع الكثافة والضغط والحرارة في باطن الأرض وتوظيف دراسة الصخور عميقة المنشأ فضلاً عن معطيات التجارب المختبرية (أجهزة الضغط والحرارة العاليتين).

6 ـ 4 توزيع الكثافة

أشار (Newton) إلى أن كتلة الأرض تصل إلى ما بين (5) و(6) مرات أكبر من كتلة الأرض فيما إذا كانت متكونة من الماء فقط. وهذا يعني بأن كثافة الأرض تتراوح بين ($5 - 6$ gm/cm^3). وأعقب هذا قيام (Cavendish, 1798) بحساب كتلة الأرض بالاعتماد على قياس جاذبيتها ونصف قطرها وقوة الجذب بين كتلتين من الرصاص على سطح الأرض. وحسب هذه القياسات بلغ معدل كثافة الأرض (5.48 gm/cm^3)، وأجريت حديثاً حسابات دقيقة لكتلة الأرض استندت على الزمن الذي تستغرقه دورة تابع صناعي (satellite) معروف الكتلة والارتفاع، حول الأرض. وحسب هذه الطريقة بلغت الكتلة المحسوبة (5.98×10^{18}) طن. ولوفرة بيانات دقيقة لنصف قطر الأرض، كان بالإمكان حساب معدل كثافة الأرض التي تساوي (5.52 gm/cm^3).

إن المقارنة بين كثافة صخور سطح الأرض ($2.5 - 3.0$ gm/cm^3) ومعدل كثافة الأرض (5.52 gm/cm^3) تشير إلى أن كثافة مواد باطن الأرض يجب أن تكون أكبر بكثير من كثافة صخور سطح الأرض. ولكن كيف تتوزع الكثافة في باطن الأرض؟ ما هو شكل العلاقة بين الكثافة والعمق؟. جرت محاولات عديدة بشأن إيجاد توزيع الكثافة في باطن الأرض ومنها ما هو موضح في الآتي:

يعتمد العزم القصوري (moment of intertia) للأرض على كتلتها. وبما أن كتلة الأرض ثابتة لا تتغير، فإن العزم القصوري يعتمد على توزيع الكثافة في باطن الأرض. يشكل العزم القصوري (8.0×10^{27} kg/m^2) للأرض حوالي 83% من القيمة المحسوبة في حالة كون الأرض متجانسة الكثافة من سطحها

إلى مركزها. إن هذا الفرق يشير إلى زيادة الكثافة مع العمق. ولكن ما هو شكل هذه العلاقة؟

يمكن حساب تغاير الكثافة مع العمق للأنطقة الرئيسة للأرض بافتراض قيمة معينة للكثافة عند سطح كل نطاق ومعرفة معامل زيادة الكثافة مع العمق (المحسوب على أساس الانضغاط الذاتي للصخور) وسرع الموجات الزلزالية (P) و(S) وكتلة الأرض. وصيغت هذه الافتراضات والمعاملات بشكل معادلة رياضية من قبل (Adams Williamson, 1970). غير أن النموذج الرياضي لتوزيع الكثافة المحسوب بهذه المعادلة لا يعطي القيمة المعروفة للعزم القصوري للأرض. وبناءً على ذلك جرت مناقشة مسهبة لاحتمالات الخطأ المصاحبة لحسابات هذا النموذج والتي تنحصر بالآتي:

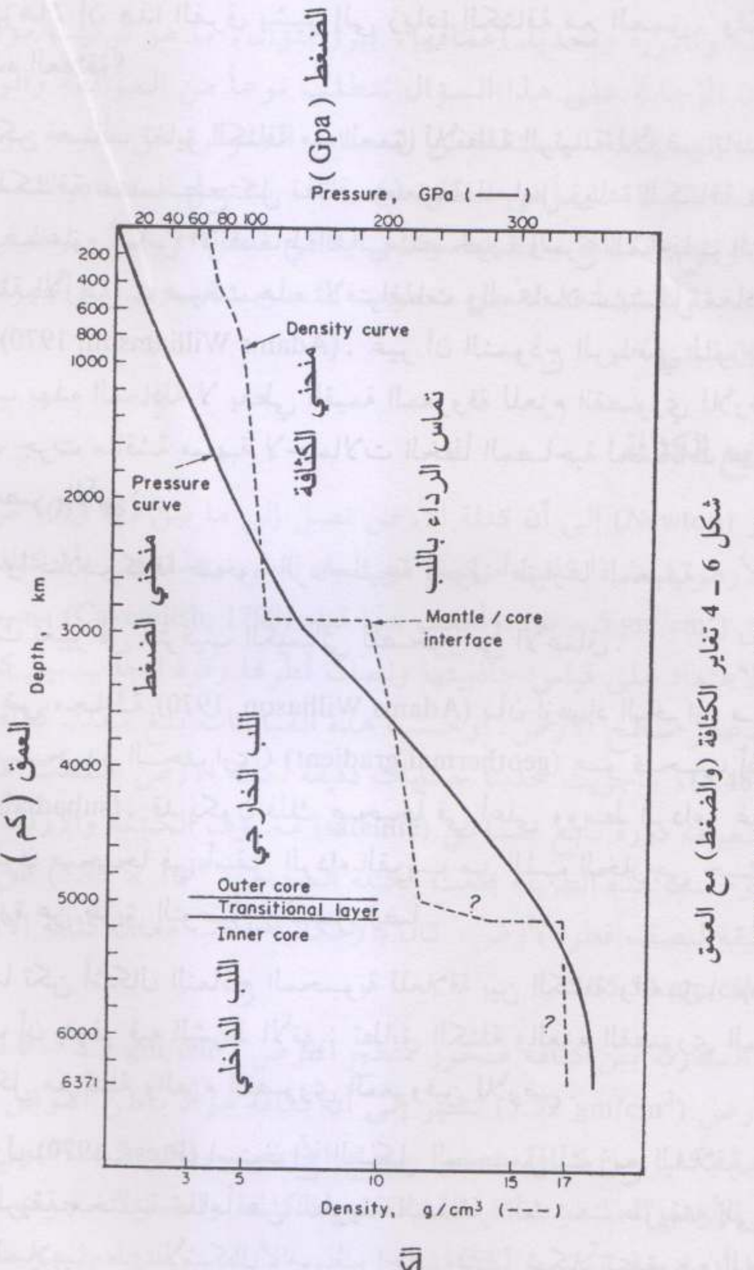
1 ـ تغيير واختلاف كثافة صخور الرداء نتيجة تحول أطوارها المعدنية.

2 ـ حدوث تغيير في التركيب الكيميائي للصخور في الأعماق.

3 ـ تفترض معادلة (Adams Williason, 1970) بأن ازدياد الحرارة مع العمق (المنحدر الحراري) (geothermal gradient) هو تحت أديباتي (subadiabatic). قد يكون ذلك صحيحاً في أعلى ووسط الرداء، غير أن هذا لا يكون صحيحاً في أسفل الرداء القريب من اللب الخارجي حيث تتسرب الحرارة عن طريق التوصيل والحمل أيضاً.

مهما تكن أشكال النماذج المحسوبة للعلاقة بين الكثافة والعمق، فإن الصالح منها يجب أن يتوفر فيه الشرط الآتي: تطابق الكتلة والعزم القصوري المحسوبين من أي شكل مع كتلة والعزم القصوري المعروفين للأرض.

حاول (Press, 1970) استخراج الشكل المحتمل لتوزيع العلاقة في باطن الأرض بطريقة مختلفة تماماً عن الطريقة السابقة. استندت طريقته إلى افتراض عشرات الملايين من الأشكال ومن ثم اختير (27) شكلاً تتفق مع الخصائص الفيزيائية لصخور باطن الأرض وتتوفر فيها الشروط المقيدة (كتلة والعزم القصوري للأرض). إن تطور أجهزة الرصد الزلزالي مع التقدم التقني سوف يؤدي دوراً مهماً في هذا المجال. ويعرض الشكل (6 ـ 4) نموذجاً لتوزيع الكثافة (والضغط) مع العمق في باطن الأرض والذي تم التوصل إليه حديثاً. ويلاحظ تطابق شكل هذه العلاقة مع تغاير سرع الموجات الزلزالية.

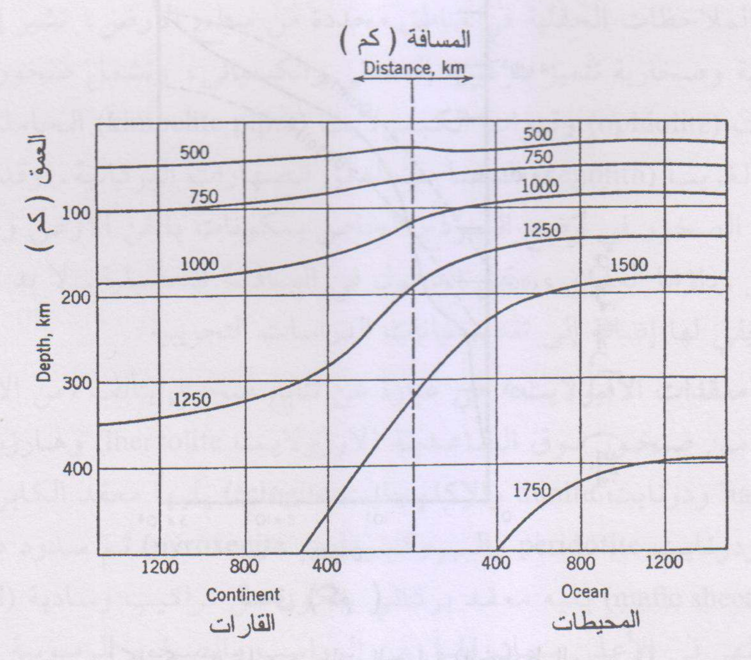


شكل 6 – 4 تغاير الكثافة (والضغط) مع العمق

المصدر (Bullen, 1963: in Henderson 1982)

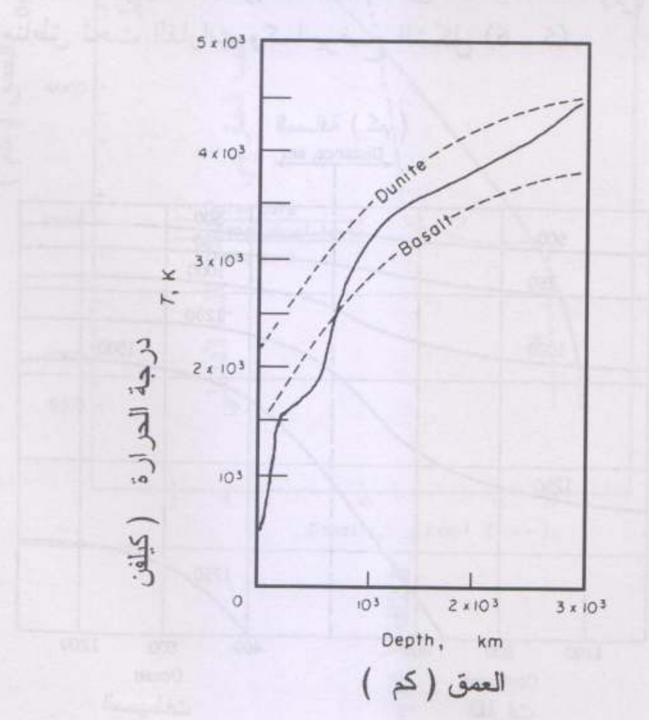
6 ـ 5 توزيع الحرارة والضغط

تختلف درجات الحرارة والضغط بزيادة العمق لتصل حسب تقديراتهما العامة إلى (12000^0 C) و(10^6 atm × 4 – 3) عند مركز الأرض. ويعبّر عن زيادة درجات الحرارة مع العمق بمصطلح المنحدر الحراري. تتراوح قيمة المنحدر الحراري بين ($50 - 10^0$ c/km) ويمعدل (30^0 c/km) في نطاق القشرة الأرضية. ويكافئ هذه القيمة معدل (1.2×10^{-6} cal/cm^2.sec) سريان الحرارة من على سطح الأرض، وهي كمية قليلة بالمقارنة مع طاقة أشعة الشمس التي تصل سطح الأرض. غير أن الأمر المفاجئ للاختصاصيين هو تساوي معدلات سريان الحرارة من على سطح الأرض في منطقة القارات والمحيطات. بالرغم من الاتفاق على أن مصدر الحرارة المتسربة في منطقة القارات هو تحلل العناصر المشعة المتوفرة في صخور القشرة الأرضية، إلا أن نفس المصدر لا يكفي أبداً لتفسير الحرارة المتسربة في منطقة المحيطات بسبب انخفاض وفرة العناصر المشعة في صخور القشرة المحيطية ونحافتها. وعليه فإن (90%) من الحرارة المتسربة من قيعان المحيطات مصدرها تحلل العناصر المشعة في نطاق الرداء. إن الحرارة المتسربة تحت مناطق المحيطات تتوزع بشكل غير متناظر مقارنة مع مناطق تحت القارات وكما يوضح الشكل (6 ـ 5).



شكل 6 ـ 5 توزيع درجات الحرارة
تحت المحيطات والقارات وفي نطاق الرداء الذي تمتلك مواده (0.033 ppm) يورانيوم
المصدر (Mac Donald, 1964)

على أساس البيانات الزلزالية، فإن مواد نطاق الرداء هي في الحالة الصلبة، ومن المتوقع أن لا تتجاوز الحرارة المتوفرة في أعماق معينة درجة انصهار مواد نطاق الرداء في تلك الأعماق. من المعروف بأن زيادة الحرارة والضغط يؤثران بشكل متعاكس على درجات الانصهار، غير أن الغلبة في باطن الأرض هو لتأثير زيادة الضغط الذي يؤدي إلى ارتفاع درجات الانصهار مع العمق. على الرغم من ندرة بيانات تأثير زيادة الضغط على درجات انصهار الأطوار المعدنية، إلا أن البيانات الخاصة بمعدن الدايبسايد (diopside) تشير إلى ارتفاع في درجة الانصهار يبلغ حوالي (10^0 c/kb) أو (3^0 c/km) وعلى هذا الأساس، فإن درجة حرارة الجزء الأسفل من الرداء لا تتجاوز (10000^0 c). غير أن منحنيات درجة انصهار السليكات تبدي انخفاضاً واضحاً في انحدارها مع زيادة الضغط (بشكل 6 ـ 6) لهذا أعيد النظر في درجة انصهار المواد تحت الأعماق لتصبح (7500^0 c) للجزء الأسفل من نطاق الرداء (5500^0 c) لانصهار الحديد عند تماس اللب / الرداء.



شكل 6 ـ 6 تباين درجات الحرارة (الخطوط المستمرة)
ودرجات انصهار صخور البزالت والدونايت (الخطوط المتقطعة) مع زيادة العمق في نطاق الرداء
المصدر (Jacobs etal, 1974: in Henderson 1982)

6 ـ 6 طبيعة مواد باطن الأرض

إن المفهوم العام يقول: بأن المواد التي تكشفها الأرض على سطحها تختلف تماماً عن تلك المواد التي تخبئها في جوفها. بالرغم من صحة هذا المفهوم، إلا أن التساؤلات في هذا المجال تتعلق بطبيعة مواد باطن الأرض. هل تختلف المواد السطحية عن مواد الأعماق في الصفات الفيزيائية أم في الصفات الكيميائية أم في الاثنين معاً؟ يمكن توفير جهد الإجابة على هذه التساؤلات وذلك بالرجوع إلى موضوع استنتاج وجود الحديد في نطاق لب الأرض (الفقرة 6 ـ 1). وهكذا يتضح بأن صخور سطح الأرض (أنواع الصخور النارية والمتحولة والرسوبية) تختلف في الصفات الفيزيائية والكيميائية مقارنة مع مواد نطاق اللب السائل والصلب والمتكونة أساساً من الحديد. وبنفس الإطار يمكن إجراء مناقشة طبيعة المواد على طرفي الأنطقة الرئيسة والثانوية لباطن الأرض. ويتطلب هذا، توظيف البيانات الخاصة بالمصادر الزلزالية والتجارب المختبرية والملاحظات الخاصة بالصخور عميقة المنشأ.

6 ـ 6 ـ 1 الصخور عميقة المنشأ

إن الملاحظات الحقلية في مناطق محددة من سطح الأرض، تشير إلى وجود مظاهر نائية وصخارية تتميز بتركيبها المعدني والكيميائي، وتشمل صخور معقدات الأفيولايت (ophiolite) وقنوات الكبمرلايت (kimbelite pipes) الحاملة للماس والحجر الغريب (xenolith) المصاحب لدفق الصهارات البركانية. وقد ساهمت كثيراً هذه الصخور في وضع النموذج الخاص بمكونات باطن الأرض وعلى وجه الخصوص رداؤها العلوي. وقبل الدخول في المناقشة التفصيلية. لا بد من إعطاء موجز تعريفي لها إضافة إلى تقديم بيانات الدراسات التجريبية.

أ ـ معقدات الأفيولايت: هي عبارة عن تتابع صخري يتألف (من الأسفل إلى الأعلى) من صخور فوق القاعدية (لارزولايت lherzolite) وهارزبرجايت harzburgite ودونايت dunite والإكلوجايت eclogite) يليها معقد الكابرو (تراكم من البيرودوتايت peridotite والبيروكسينايت pyroxenite) ثم سدود صفائحية (mafic sheeted dikes) يليه معقد بركاني يتكون من تراكيب وسادية (pillowed) وأخيراً يظهر في الأعلى سمك قليل من الرواسب والصخور الرسوبية البحرية. يمثل هذا التتابع الصخري أجزاءً من صخور القشرة المحيطية ونطاق الرداء العلوي التي ارتفعت إلى سطح الأرض بفعل العمليات (غوران ـ تسلق - obduction)

subduction لتصادم صفيحتين من الصفائح المنتشرة على سطح الأرض. وقد تم تمييز العديد من معقدات الأوفيولايت في مناطق مختلفة من العالم (بضمنها منطقة ماوات في شمال العراق). ولعل أفضل ما وصف من معقدات الاوفيولايت هو في جزيرة قبرص (Cyprus). إذ يعتقد بأن جسم المعقد قد اندفع إلى السطح خلال فترة انغلاق المحيط القديم المعروف باسم التيثيس (Tethyes) نتيجة تقارب الصفيح الحامل للقارة الأفريقية مع الصفيح الأوربي ـ الآسيوي خلال العصر الثلاثي (Tertiary).

ب ـ قنوات الكمبرلايت الحاملة للماس: تكمن أهمية هذه الصخور في احتوائها على معدن الماس (diamond). والمعروف عن هذا المعدن بأنهُ يتكون تحت ظروف هائلة الضغط تكافئ عموداً صخرياً ارتفاعه (150) كيلومتراً. ويعتقد الاخصائيون بأن هذه الصخور قد نشأت داخل نطاق الرداء العلوي.

إن قنوات الكمبرلايت هي عبارة عن أجسام اسطوانية الشكل نقلت إلى سطح الأرض بفعل انفجارات بركانية غازية، وتحوي على صخور الإكلوجايت والبيرودوتايت (لارزولايت متنوعة). وبالنظر لتوافق سرع الموجات الزلزالية المقيسة مختبرياً لبعض أنواع هذه الصخور مع السرع التي سجلتها المراجف الزلزالية في المناطق الواقعة أعلى الرداء وتقارب كثافتها مع الكثافة المستخرجة لمواد أعلى الرداء فضلاً عن عمق (150 km) منشؤها في الأجزاء العليا من الرداء، فقد وفرت هذه الصخور معلومات بالغة الأهمية في وضع النموذج الصخري لمواد أعلى الرداء.

جـ ـ الحجر الغريب (xenolith): تمت ملاحظة وجود الأحجار الغريبة في أكثر من (200) موقع قاري ومحيطي وضمن صخور البزالت القلوي (alkali basalt) وصخور الباسانايت (basanite) وصخور النيفيلين (nepheline). ويزداد انتشار هذه الأحجار في الصهارات الغنية بالمواد الطيارة (البزالت القلوي). تعد الأحجار الغريبة غير متجانسة كيميائياً ومعدنياً، وتتراوح تراكيبها بشكل عام بين الدونايت واللارزولايت، غير أن معظمها بتركيب اللارزولايت الحامل للماس.

بسبب أن صهارات البزالت القلوي تنشأ عند أعماق تتراوح بين (40 ـ 100) كيلومتر، أي في حقل استقرارية اللارزولايت الحامل للسبيتل، فإن الأحجار الغريبة المصاحبة للصهارات، توفر معلومات إضافية مهمة عن طبيعة المواد الموجودة في هذه الأعماق.

6 ـ 6 ـ 2 الدراسات التجريبية:

إن التطور العلمي والتقدم التقني الذي شهده القرن الماضي، أدى إلى توفير أجهزة ومعدات بإمكانها توليد ضغوط وحرارة مشابهة لما هو متوفر في أعماق تصل إلى (600) كيلومتر. ساعدت هذه الأجهزة في إجراء الدراسات الخاصة باستقرارية أنواع الصخور عند درجات حرارة وضغوط مختلفة، ومتابعة التحولات الطورية التي تطرأ على المعادن المكونة لصخور ردار الأرض. ولا يوجد شك بأن نتائج الدراسات التجريبية ساعدت كثيراً في فهم تركيب صخور رداء الأرض.

بعد هذا الإيجاز لمصادر معلوماتنا عن طبيعة مواد باطن الأرض، سنتناول كيف تم توظيف هذه المعلومات في حصر التراكيب المحتملة لمواد أنطقة الأرض وكما يأتي:

6 ـ 6 ـ 3 القشرة الأرضية:

هي الجزء الخارجي من الأرض الصلبة الذي يعلو لا إستمرارية موهو بسمك متباين. ففي المناطق المحيطية يتراوح سمكها بين (5 ـ 8) كيلومترات بينما يتراوح سمكها بين (20 ـ 90) كيلومتراً في المناطق القارية. يختلف تماماً تركيب القشرة المحيطية مقارنة بتركيب القشرة القارية. تتألف الأولى من طبقة رقيقة متقطعة من الرسوبيات البحرية التي تعلو صخوراً قاعدية مكونة من البزالت وصخور الكابرو المكافئة لها كيميائياً. أما القشرة القارية فتتكون استناداً إلى البيانات الزلزالية (الفقرة 6 ـ 3) من نطاقين مختلفين هما القشرة القارية العليا والقشرة القارية السفلى. يتراوح سمك الأولى بين (10 ـ 20) كيلومتر وتتكون من غطاء علوي يحوي صخوراً نارية ومتحولة ورسوبية متنوعة وبتراكيب متباينة. فالصخور الجبرية النقية تحوي على أكثر من (50%) وزناً أوكسيد الكالسيوم، في حين تحوي بعض الصخور الرملية على أكثر من (99%) وزناً سليكا. أما الجزء الأسفل من القشرة القارية العليا فتتكون من صخور حامضية يقترب تركيبها من تركيب صخور الكرانوديورايت (granodiorite). إلى حد الآن لا يوجد غموض كبير في مناقشة ما تقدم من أجزاء نطاق القشرة الأرضية. إن هذا الحال بالوصف المذكور يختلف عند مناقشة القشرة القارية السفلى. واستناداً إلى المعطيات الزلزالية (سرع الموجات s.p) ومعطيات الكثافة، فإن القشرة القارية السفلى مكونة من صخور البزالت ضمن إطار مفاهيم طبقة السايل (سليكون + ألمنيوم) وطبقة السيما (سليكون + مغنيسيوم) غير أن المعلومات المتوفرة توضح احتواء القشرة القارية السفلى على صخور

الكرانيولايت (granulite) والأمفيبولايت (amphibolite) بدلاً من صخور البزالت للأسباب التالية:

1 ـ إن البزالت يتحول إلى الإكلوجايت عند أعماق أكثر من (30) كيلومتراً أي ضمن نطاق القشرة القارية السفلى.

2 ـ إن سرعة موجة (p) في صخور الإكلوجايت (8.4 km/sec) تحت ظروف القشرة السفلى أكبر من سرعتها (7.0km/sec) المسجلة في أعماق القشرة السفلى.

3 ـ نفس الملاحظة السابقة (2)، تنطبق على الصخور القاعدية المتبلورة تحت ظروف تحول البزالت إلى الإكلوجايت.

يتضح مما تقدم أن تركيب صخور القشرة القارية السفلى هو أقل قاعدية من صخور البزالت. واستناداً إلى ذلك تم اقتراح بدائل لذلك، منها صخور الكرانيولايت والأمفيبولايت للأسباب الآتية:

1 ـ سرعة موجة (p) في هذه الصخور وكثافتها تقترب من سرعة موجة (p) وكثافة صخور القشرة القارية السفلى المستخرجة من التسجيلات الزلزالية.

2 ـ إن معدلات سريان الحرارة في القشرة القارية السفلى تشير إلى افتقارها للعناصر المشعة المولدة للحرارة، وصخور الكرانيولايت تعد أحد الأنواع المستنزفة بسبب امتلاكها تركيباً معدنياً يتمثل بالبلاجيوكليس (Plagioclase) والهيبرشين (hyperstjene) والكارنت (garnet) والدايوبسايد (diopside).

3 ـ أثبتت التجارب المختبرية إمكانية توليد منصهرات جرانيتية غنية بالمتبخرات والسيلكا والعناصر الخفيفة من خلال الانصهار الجزئي للصخور تحت ظروف القشرة القارية السفلى. ويتخلف عن ذلك صخور مكونة من معادن مقاومة للحرارة (refractories) كما يمثلها التركيب المعدني لصخور الكرانيولايت.

4 ـ إن الملاحظات الحقلية لمكاشف الدروع القارية المتعرضة للتعرية تشير إلى وجود صخور الكرانيولايت والامفيبولايت.

إن قرب مواد نطاق القشرة الأرضية إلى الملاحظات المباشرة مقارنة مع باقي أنطقة الأرض جعلت الاخصائيين يهتمون بدراستها الكمية (quantitative) ومنها إيجاد معدل التركيب الكيميائي للقشرة الأرضية. جرت محاولات عديدة بهذا الشأن ومنها دراسة كل من (Clarke & Washington, 1924 و Goldschmidt و Poldevaart, 1955 و Taylor, 1964 و Pakiser & Robinson 1967, و Ronov & Yaroshevsky

1976). وبالرغم من استناد هذه الدراسات إلى أسس حسابية مختلفة، إلا أنها أدت بالنتيجة إلى معدلات متشابهة من التركيب الكيميائي الذي يتميز بالآتي:

1 ـ أن 99% من كتلة القشرة الأرضية تتكون من عشرة عناصر هي: O وSi وAl وFe وCa وMg وNa وK وTi وH. أما العناصر الأخرى فتشكل 1% فقط.

2 ـ في حالة حساب وفرة العناصر على أساس عدد الذرات، فإن لكل (100) من العناصر المكونة للقشرة الأرضية يوجد (62) ذرة أوكسجين و(21) ذرة سليكون و(6.5) ذرة ألمنيوم و(2) ذرة حديد و(1.8) ذرة مغنيسيوم و(2) ذرة كالسيوم و(2.6) ذرة صوديوم و(1.4) ذرة بوتاسيوم.

3 ـ أما حساب وفرة العناصر على أساس حجومها، فيتضح بأن الأوكسجين يشغل (93%) من حجوم ذرات عناصر القشرة الأرضية. وبسبب هذه النسبة العالية، تعد القشرة الأرضية مكونة على نحو أساس من تراص ذرات الأوكسجين المتآصرة مع ذرات السليكون وباقي العناصر. إن هيمنة عنصر الأوكسجين على تركيب وبناء مواد القشرة الأرضية، أدى إلى إطلاق تسمية الغلاف الأوكسجيني (oxysphere) على القشرة الأرضية.

6 ـ 6 ـ 4 الرداء العلوي:

هو الجزء الذي يقع أسفل لا إستمرارية موهو ويمتد إلى عمق حوالي (413) كيلومتر في الداية يبرز السؤال الآتي: هل تمثل لا إستمرارية موهو تغييراً في الصفات الفيزيائية أم الصفات الكيميائية أم الإثنين معاً للصخور الموجودة على طرفيها؟ إن الإجابة تتطلب معرفة طبيعة الصخور الموجودة على طرفي لا إستمرارية موهو. وضحت سابقاً الفقرة (6 ـ 6 ـ 3) بأن الصخور في أعلى لا إستمرارية موهو تحتوي على الكرانيولايت والأمفيبولايت في القشرة القارية السفلى وصخور البزالت والكابرو المكافئ لها كيميائياً في القشرة المحيطية. أما طبيعة الصخور أسفل لا إستمرارية موهو أي صخور الرداء العلوي فهي موضوع مناقشة الفقرة الحالية.

يوجد اتفاق عام على أن صخور الرداء العلوي تشكل مصدرَ صخورِ القشرة المحيطية البزالتية، وهي أيضاً مصدر الصخور البزالتية المتكونة بفعل انسياب الصهارات البركانية على سطح قارات الأرض. وعليه فإن الأنواع المحتملة لصخور الرداء العلوي تشترك بصفة أساسية وهي: قابليتها على توليد الصهارات البزالتية عند انصهارها. ما هي هذه الصخور؟ تناقش عادة المراجع العلمية في هذا المجال

نوعين من الصخور هما البيرودوتايت (peridotite) والإكلوجايت (eclogite) التابعة للصخور عميقة المنشأ (الفقرة 6 ـ 6 ـ 1) (ويجب التنويه هنا إلى إمكانية مناقشة بعض أنواع النيازك مع شيء من التحويرات في هذا المجال).

تحوي البيرودوتايت على صخور اللازولايت (60% أوليفين و30% أورثو ـ وكلاينو ـ بيروكسين ومحتويات ثانوية من بلاجوكليز الكالسيوم والكارنت والسبيتل (spinles) وصخور الهارزبرجايت (80% أوليفين و20% أورثو ـ بيروكسين). أما الصخور المتمثلة بالإكلوجايت فهي تعد مجموعة صخرية تتميز باحتوائها على نسب متساوية من البيروكسين الألوميني (aluminian Pyroxen) والكارنت. ويتصف الأخير بكونه من المعادن عالية الكثافة. ويعتقد بأن الإكلوجايت تمثل صخوراً بزالتية تعرضت إلى التحول على النحو الآتي:

(6.3) . . . بيروكسين الوميني + كارنت← أوليفين + بيروكسين + فلدسبار البلاجوكليز

(إكلوجايت) (بزالت)

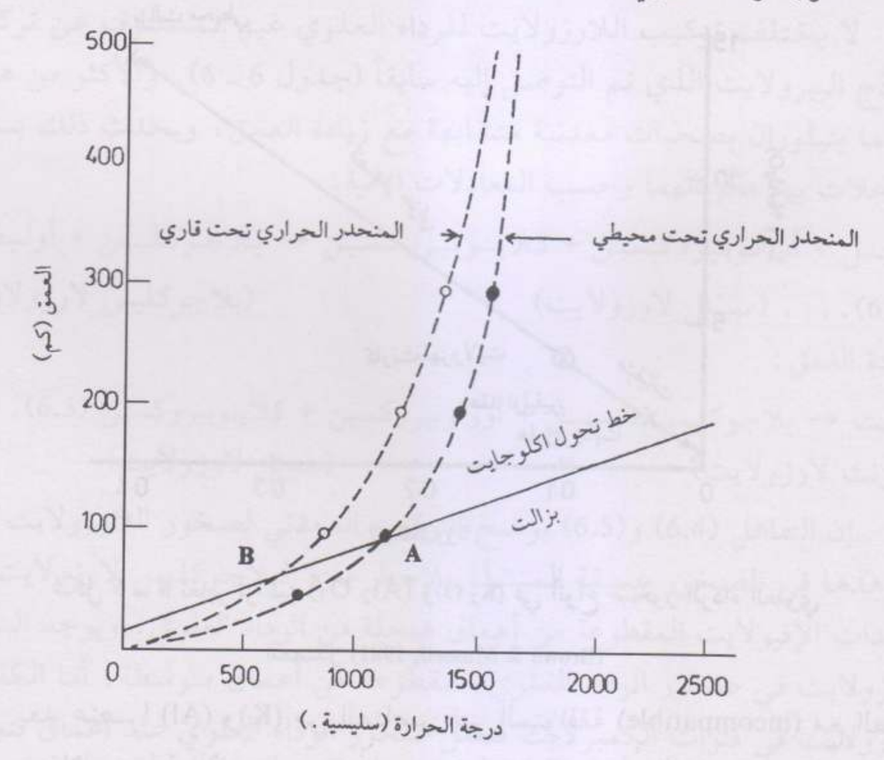
تشير المعادلة (3) أعلاه إلى تشابه الإكلوجايت والبزالت في التركيب الكيميائي، غير أنهما يختلفان عن صخور البيرودوتايت. تحوي الأخيرة على الأوليفين بنسبة كبيرة والكارنت والبيروكسين الألوميني والسيلكا بنسب قليلة مقارنة بالإكلوجايت.

نعود إلى موضوع الإجابة على السؤال المطروح في مقدمة الفقرة الحالية. تمثل لا إستمرارية موهو في المناطق المحيطية، تغييراً في الصفات الفيزيائية في حالة كون صخور أعلى الرداء هي الإكلوجايت، حيث تمثل في هذا المجال، لا إستمرارية موهو تحولاً في الطور فقط (Phase change) ومن صخور شكل الضغط الواطئ (بزالت القشرة المحيطية) إلى صخور الضغط العالي (إكلوجايت الضغط العالي). أما في حالة كون صخور الرداء العلوي هي البرودوتايت، فإن لا إستمرارية موهو تمثل تحولاً في التركيب (composition change) من بزالت القشرة المحيطية إلى البيرودوتايت في الرداء العلوي، بينما في المناطق القارية، تمثل لا إستمرارية موهو تحولاً في التركيب من صخور التونولايت والأمفيبولايت في القشرة القارية السفلى إلى صخور البيرودوتايت أو الإكلوجايت في الرداء العلوي.

أيهما أكثر احتمالاً للوجود في نطاق الرداء العلوي: الإكلوجايت أم البيرودوتايت؟ تشير المعلومات المتوفرة في هذا المجال، إلى تفضيل صخور البيرودوتايت على الإكلوجايت للأسباب الآتية:

1 ـ إن توليد منصهر بزالتي يتطلب انصهاراً كاملاً لصخور الإكلوجايت. وهذا يعني بأن لا إستمرارية موهو تمثل انتقالاً من الحالة الصلبة إلى الحالة السائلة والذي لم تثبته البيانات الزلزالية حيث لم يلاحظ عدم مرور موجات (s) ولا تلاشيها عند لا إستمرارية موهو.

2 ـ تشير الدراسات التجريبية (شكل 6 ـ 7) لتحول (البزالت ـ الإكلوجايت) بأن خط درجة الحرارة ـ العمق يتقاطع مع المنحدر الحراري تحت قاري (نقط A) ومع المنحدر الحراري تحت محيطي (النقطة B). ونقطتي التقاطع تمثلان عمق لا إستمرارية موهو تحت المحيطات (نقطة A) وتحت القارات (نقطة B). ويبلغ عمق النقطة (A) حوالي (100) كيلومتر، الأمر الذي يتعارض تماماً مع عمق لا إستمرارية موهو في منطقة المحيطات الذي يصل في أعلى حد له إلى (10) كيلومترات. لهذه الأسباب تم استبعاد الإكلوجايت كمكون أساسي لصخور الرداء العلوي.

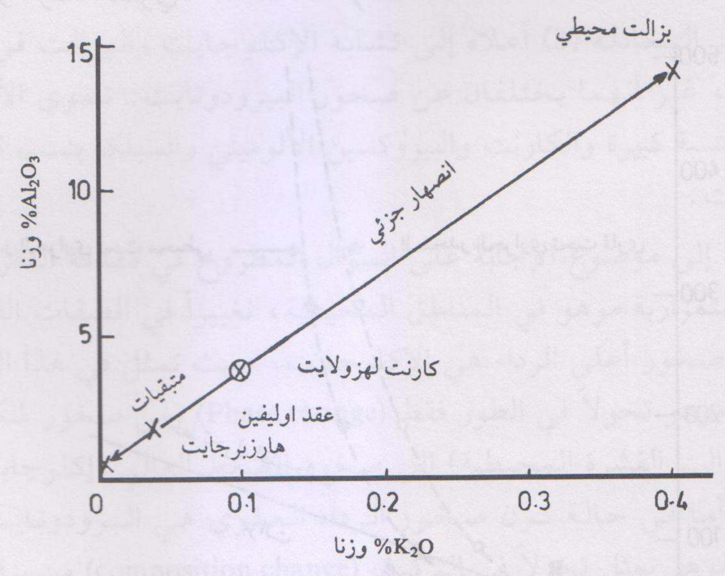


شكل 6 ـ 7 خط درجة الحرارة ـ العمق

لتحول البزالت ـ الإكلوجايت وعلاقته بالمنحدرات الحرارية تحت محيطي وتحت قاري

المصدر (1981 Brown & Mussett)

تشير الدراسات الصخارية التفصيلية إلى احتواء الصخور عميقة المنشأ على كارنت لارزولايت وسبيتل لارزولايت وبلاجوكليس لارزولايت وكارنت هارزبرجايت وعقد من صخور الدونايت تتكون من (100%) تقريباً من الأوليفين. وهذه الصخور بمجموعها تنتمي إلى الصخور فوق القاعدية. هل أن جميع هذه الأنواع الصخرية مسؤولية عن توليد الصهارات البزالتية في نطاق الرداء العلوي؟ يمكن الإجابة مباشرة على هذا السؤال وبما يخص صخور الدونايت، حيث تحتوي على أعلى المعادن درجة إنصهار وهو معدن الأوليفين وبناءً على ذلك، فإن الدونايت تمثل البقايا الصلبة لعمليات انصهار صخور الرداء العلوي. ما هو دور بقية الأنواع الصخرية في ميكانيكية الانصهار وتوزيعها في نطاق الرداء العلوي؟ يمكن أن نجد الإجابة على الشق الأول من السؤال، وذلك من خلال ملاحظة الشكل (6 ـ 8) الذي يعرض العلاقة بين تراكيز (Al_2O_3) و(K_2O) في صخور البزالت المحيطي والكارنت لارزولايت والهارزبرجايت فضلاً عن عقد الأوليفين.



شكل 6 ـ 8 تغاير تراكيز (Al_2O_3) و(K_2O) في أنواع صخور الرداء العلوي

المصدر (Brown & Mussetl, 1981)

يعد عنصرا (Al) و(K) من العناصر غير المتوافقة (incompatible) مع الطور الصلب خلال عملية الانصهار، وهذا يعني زيادة تراكيز هذه العناصر بمعدلات ثابتة تقريباً في المنصهرات الناتجة عن عمليات انصهار صخور الرداء العلوي، وهذا يفسر وقوع محتويات الصخور (شكل 6 ـ 8) من (Al_2O_3)و (K_2O) على خط

مستقيم. ويوضح نفس الشكل بأن الانصهار الجزئي للكارنت لارزولايت يمكن أن يؤدي إلى تكوين صهارات بزالتية مخلفاً وراءه موادَّ صلبة متمثلة بعقد الأوليفين والهارزبرجايت. لهذا يُعْتَبَرُ النوعان الأخيران من أكثر الصخور استنزافاً، أي الصخور التي عانت من فقدان نسبة كبيرة من العناصر غير المتوافقة خلال الانصهار الجزئي لصخور الرداء العلوي الأصلية المتمثلة بالرزولايت الأقل استنزافاً.

قبل التعرف على صخور الأرزولايت بوصفها من مكونات الرداء العلوي، تم طرح فكرة نموذج البيرولايت (pyrolite) لتمثيل صخور الرداء العلوي. واستندت هذه الفكرة إلى ترجيح كون تركيب الصخور الأولية هو وسطي بين تركيب البزالت وتركيب المواد المتبقية (الصخور المستنزفة). وأجريت العديد من الدراسات التجريبية المتضمنة صهر مزيج بنسب مختلفة من البزالت والمواد المتبقية. وتوصل (Green & Ringwood, 1967) إلى نموذج يتكون من البزالت الثوليتي (tholeitic basalt) والدونايت بنسبة (1:3) على التوالي وأطلق عليه تسمية نموذج البيرولايت.

لا يختلف تركيب اللارزولايت للرداء العلوي غير المستنزف عن تركيب نموذج البيرولايت الذي تم التوصل إليه سابقاً (جدول 6 ـ 6). والأكثر من هذا، فإنهما يتبلوران بصحبات معدنية متشابهة مع زيادة العمق. ويحدث ذلك بسبب التفاعلات بين مكوناتهما وحسب المعادلات الآتية:

سبينل + أورثوبيروكسين + كلاينوبيروكسين ← بلاجوكليس + أوليفين
(بلاجوكليس لارزولايت) (سبينل لارزولايت) . . . . (6.4)

بزيادة العمق:

كارنت ← بلاجوكليس + سبينل + أورثوبيروكسين + كلاينوبيروكسين (6.5) . . . .
(كارنت لارزولايت) (سبينل لارزولايت)

إن التفاعل (6.4) و(6.5) يوضح التركيب المعدني لصخور اللارزولايت التي نشاهدها في الصخور عميقة المنشأ. يلاحظ عادة البلاجوكليس لارزولايت في معقدات الإفيولايت المقطوعة من أعماق ضحلة من الرداء العلوي. ويوجد السبيتل لارزولايت في صخور الرداء العلوي المقطوعة من أعماق متوسطة. أما الكارنت لارزولايت في قنوات الكمبرلايت فتمثل صخور الرداء العلوي عند أعماق تتجاوز (100) كيلومتر. وبهذا تكون الإجابة على الشق الثاني من السؤال: «ما هو دور بقية الأنواع الصخرية في ميكانيكية الانصهار وتوزيعها في نطاق الرداء العلوي». قد تمت تغطيتها.

يستوجب الإشارة هنا، إلى التشابه الكبير بين تركيب البيرولايت / واللارزولايت من ناحية وتركيب الطور السليكاتي للنيازك الكوندورية (جدول 6 ـ 6) باستثناء احتواء الأخيرة على كميات أكبر من الحديد والسليكا. وأدى هذا إلى الاعتقاد بأن تركيب الرداء يشابه الجزء السليكاتي من النيازك الكوندورية.

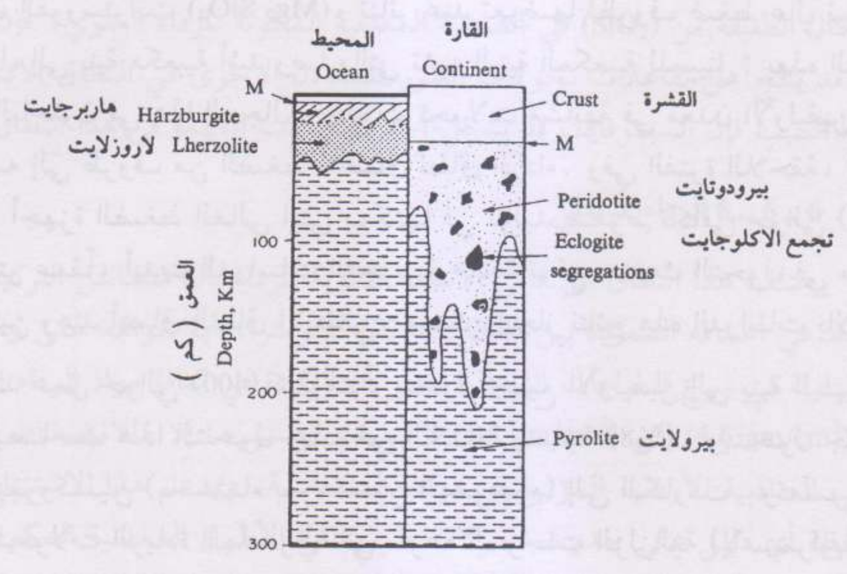
جدول 6 ـ 6 التركيب الكيميائي (%وزناً)
لصخور البزالت المحيطية والكارنت لارزولايت فضلاً عن الطور السليكاتي للنيازك الكوندورية وعقد الأوليفتي والهارزبرجايت

العنصر (أوكسيد)	هارزبرجايت (أوفيولايت)	عقد أوليفين	كارنت لهزولايت	بزالت المحيط
SiO_2	42.3	44.5	45.3	47.1
TiO_2	0.1	0.1	0.2	2.3
Al_2O_3	0.5	1.7	3.6	14.2
FeO	7.1	9.6	7.3	11.0
MnO	0.1	0.1	0.1	0.2
MgO	49.6	42.3	41.3	12.7
CaO	0.1	1.6	1.9	9.9
Na_2O	0.1	0.1	0.2	2.2
K_2O	0.005	0.04	0.1	0.4

المصدر (Brown Musselt, 1981)

يختلف سمك الصخور المستنزفة في نطاق الرداء العلوي تحت القارات مقارنة مع نطاق الرداء العلوي تحت المحيطات (شكل 6 ـ 9). إن بناء أجسام القارات السميكة يتطلب توليد صهارات هائلة الحجم في الرداء العلوي وانطلاقها نحو الأعلى وطفحها على سطح الأرض بشكل متراكم عبر التاريخ الجيولوجي للأرض. غير أن المواد المتراكمة في القشرة القارية لا تعود مرة أخرى إلى الرداء العلوي. وأدى هذا إلى تكوين سمك كبير من الرداء المستنزف تحت القارات. أما القشرة المحيطية، فيعتقد بأنها حديثة ومتجددة وتتحرك بين القشرة المحيطية والرداء العلوي بدورة كاملة تستغرق حوالي (200) مليون سنة. وتنشأ القشرة المحيطية على طرفي حدبة وسط المحيط (mid – oceanic ridge) نتيجة استنزاف مواد الرداء تحتها، وتتحرك القشرة المحيطية بعيداً عن حدبة وسط المحيط لتغور إلى أعماق

الرداء عند اصطدام الصفيح الحامل للقشرة المحيطية مع الصفيح الحامل للقارات مثلاً.



شكل 6 ـ 9 نموذج التنطق الكيميائي للرداء العلوي.

المصدر (Ringwood, 1979: in Henderson, 1982)

6 ـ 6 ـ 5 النطاق الانتقالي :

يبدأ النطاق الانتقالي عند عمق (413) كيلومتراً ويمتد إلى (984) كيلو متراً، وتتغير فيه الكثافة لنفس الأعماق من ($3.5\ gm/am^3$) إلى ($4.6\ gm/am^3$) على التوالي. ويعتقد بعض الأخصائيين بأن الزيادة في الكثافة ناتجة عن زيادة شدة الرص للذرات في المعادن بسبب الضغط المسلط عليها في أعماق هذا النطاق. ويستشهد دائماً في هذا المجال بمثال تحول الجرافيت (graphite) بكثافة ($2.0\ gm/am^3$) إلى معدن الماس بكثافة ($3.5\ gm/am^3$) عند تعرض الأول إلى ظروف ضغط الرداء العلوي.

إن ملاحظة لا إستمرارية من الدرجة الثانية عند الأعماق: (400) كيلومتر و(650) كيلومتراً (1080) كيلومتراً، قد أدت إلى الاعتقاد بوجود تحولات طورية معينة ومحددة بهذه الأعماق. غير أن هذا الاستنتاج يتطلب تأكيدات عملية. وبسبب الصعوبات التقنية لأجهزة الضغط والحرارة العاليين، اقتصرت بحوث التحولات الطورية لغاية الستينات من القرن الماضي على منظومة الجرمانايت (germanite) وذلك بسبب حدوث تحولاتها الطورية في ظروف منخفضة من الضغط والحرارة مقارنة مع المعادن السليكاتية.

تتكون مركبات الجرمانايت من وحدات (GeO_4^{-4}) المشابه لوحدات (SiO_4^{-4}) في معادن الأوليفين. لقد وجد أن جرمانايت المغنيسيوم ($Mg_2 GeO_4$) المشابه لمعدن الفورسترايت ($Mg_2 SiO_4$)، تتأثر عند تعرضها لظروف ضغط عالٍ نسبياً، وتتحول إلى بنية مكعبية أشد رصاً والتي تشبه البنية المكعبية للسبينل: بهذه النتيجة توقع الباحثون في هذا المجال، حدوث تحولات مشابهة في معدن الأوليفين عند تعريضه إلى ظروف من الضغط لأعماق نطاق الرداء. وفي الفترة اللاحقة، وبعد تطوير أجهزة الضغط العالي التي يمكنها في توليد ضغوط تكافئ حوالي (600) كيلومتر عمقاً، أيدت الدراسات التجريبية صحة توقع حدوث التحول في معدن الأوليفين وعند أعماق النطاق الانتقالي. ويمكن إيجاز نتائج هذه الدراسات بالآتي:

1 ـ عند عمق حوالي (400) كيلومتر، يتحول جميع الأوليفين إلى بنية السبينل، ويصاحب هذا التحول زيادة في الكثافة بنسبة (8%). ويتحول جميع البيروكسين (باستثناء بيروكسين الصوديوم) إلى الكارنت. وتفسر هذه التحولات الزيادة الملحوظة في سرعة الموجات الزلزالية (لاستمرارية من الدرجة الثانية).

2 ـ عند عمق (650) كيلومتراً، يحدث عدد من التحولات الطورية ومنها تحول الأوليفين ببنية السبينل إلى البيروكسين ببنية الإلمانايت (ilmenite) وأوكسيد المغنيسيوم ببنية البيريكليس (MgO بيريكليس). وبعد اكتمال التحولات الطورية تصبح كثافة الصخور حوالي ($3.99\ gm/am^3$). وتبقى الأطوار المعدنية مستقرة لغاية العمق (984) كيلومتراً وهو الحد الأسفل للنطاق الانتقالي.

يمكن ملاحظة بعض الأدلة على حدوث التحولات الطورية، ليس في أجهزة الضغط العالي ولكن في مواقع اصطدام النيازك الكبيرة بالأرض (الفقرة 6 ـ 2). وتفعل النيازك الكبيرة عند ارتطامها بالأرض، فعل أجهزة الضغط العالي في تحويل الأطوار المعدنية وذلك بتأثير الموجات الصدمية (shick waves). وتؤدي هذه الموجات، أي الضغوط العالية، إلى تحويل الكوارتز ($2.6\ gm/cm^3$) إلى معدن السيتوفايت ($4.2\ gm/cm^3$).

من المعروف في الكوارتز، بأن ذرة السليكون محاطة بأربعة ذرات من الأوكسجين (tetrahedral coordination). وعند تعريض هذا الترتيب الفراغي (أي الكوارتز) إلى ضغط يقارب (100) ضغط جوي (يكافئ عمق 270 كيلومتراً)، يتحول هذا الترتيب الفراغي إلى آخر تكون فيه ذرة السليكون محاطة بستة ذرات من

الأوكسجين (octahedral coordination). وينتج عن هذا التغيير في الترتيب الفراغي زيادة في الكثافة تقدر بحوالي ($1.6\ gm/cm^3$). بالرغم من عدم وجود الأشكال الطليقة من (SiO_2) في الصحبة المعدنية المكونة للرداء العلوي، فإن بعضاً منها قد ينتج عن تفاعلات تحولات الطور للمعادن الأخرى في النطاق الانتقالي. ولهذا السبب فإن السيتوفايت قد يشكل أحد المكونات المهمة في هذا النطاق.

6 ـ 6 ـ 6 الرداء السفلي :

يختلف هذا النطاق عن باقي الأنطقة الثانوية للرداء بأنه متجانس التركيب ولا يلاحظ في أعماقه الممتدة بين (984 ـ 2298) كيلومتراً، أية شواهد على وجود لا إستمرارية في سرع الموجات الزلزالية. غير أن الزيادة في كثافة مواد الرداء السفلي من ($4.6\ gm/cm^3$) إلى ($5.5\ gm/cm^3$) لا يمكن تفسيرها إلا بالانضغاط الذاتي بسبب الجاذبية الأرضية المؤثرة في مواده المتجانسة. ويدعم هذا الاستنتاج عدم ملاحظة أي دليل على حدوث تحولات طورية في الأطوار المعدنية المكونة لهذا النطاق. إن معظم البحوث التي أجريت على تركيب الرداء السفلي، قد اهتمت بالمقارنة بين سرع الموجات الزلزالية الملاحظة تجريبياً في مزيج من الأكاسيد الرئيسة ($MgO + FeO + SiO_2$) والسرع الفعلية لتلك الموجات المسجلة في المراجف الزلزالية. إن نتائج هذه البحوث تشير إلى أن كثافة صخور أعلى الرداء السفلي المتفق عليها هي أكثر بقليل ($0.1\ gm/cm^3$) من الكثافة المتوقعة لمزيج من الأكاسيد المذكورة في أعماق مشابهة لنطاق الرداء السفلي. لتفسير هذا الاختلاف، ثم اقتراح زيادة قليلة في نسبة (FeO/MgO) في الرداء السفلي مقارنة مع النطاق الانتقالي والرداء العلوي. غير أن هذا الاقتراح يتعارض مع وفرة (Fe) نسبة إلى (Mg) و(Si) في النوع (Cl) من النيازك الكوندورية الذي يشبه تركيبه تركيب الأرض. ويمكن تقليص الاختلافات في الكثافة بافتراض احتواء الرداء السفلي على مكونات من مركبات ثنائية الأكاسيد (MgO, FeO, SiO_2) تتبلور في أطوار أكثف من هذه الأكاسيد المنفردة. لم يكن هناك اتفاق عام حول تركيب الرداء السفلي خلال الفترة الزمنية المنصرمة ولغاية (1975)، حيث اكتشف (Liu) التركيب البلوري للمركب ($MgSiO_3$). تبع ذلك إثباته بالتجربة أن الأوليفين ببنية السبينل يتفكك عند عمق (1000) كيلومتر إلى ($MgSiO_3$) ببنية البيروفسكايت وأوكسيد المغنيسيوم ببنية الملح الحجري (rock salt). ويلاحظ زيادة كثافة المركب ($MgSiO_3$) بنسبة (3.5%) مقارنة مع كثافة مزيج من ($MgO + SiO_2$) المكافئ له كيميائياً. وفي فترات

لاحقة، تم تحضير أطوار لمركبات ثنائية أخرى ذات كثافات أعلى من كثافات المزيج من الأكاسيد المنفردة. وعليه يمكن استنتاج تركيب مواد الرداء السفلي بأنها متكونة من تجمع معدني متبلور في أطوار ذات كثافات أكبر ببضع أجزاء بالمائة من كثافة مزيج من أكاسيدها المنفردة وكما في الأمثلة التي يعرضها الجدول (6 ـ 7).

جدول 6 ـ 7 تركيب الرداء السفلي من المركبات ثنائية الأكاسيد.

الصيغة الكيميائية	البنية البلورية
$MgSiO_3$	بروفسكايت
$CaSiO_3$	بروفسكايت
(Mg, Fe) O	الملح الحجري
$NaAlSiO_4$	فرايت الكالسيوم

المصدر **(Ringwood, 1970)**

6 ـ 6 ـ 7 اللب الخارجي:

يتكون من سائل متجانس كيميائياً، ويبدأ عند عمق (2898) كيلومتراً ولا يعتقد بوجود حدود سفلى معينة له، وذلك بسبب الطبيعة المتدرجة لتحول اللب الخارجي إلى اللب الداخلي من خلال المنطقة الانتقالية (الفقرة 6 ـ 3 ـ 1). تدل حسابات الكثافة أن لب الأرض يتكون بنحو رئيسي من الحديد. عند تعريض الحديد النقي إلى ضغط مشابه للضغط المؤثر في اللب الخارجي (الموجات الصدمية)، فإن حسابات كثافة الحديد النقي أكثر بقليل (8 ـ 10%) من الكثافة المتفق عليها في أعماق اللب الخارجي. إن تفسير هذا الاختلاف في الكثافة، يتطلب احتواء اللب الخارجي فضلاً عن الحديد مقداراً من عنصر آخر أقل كثافة. وهناك قبول عام بأن العنصر المضاف هو الكبريت وذلك للأسباب الآتية:

1 ـ قابلية الحديد العالية على إذابة أية كمية من الكبريت. ويعود السبب في ذلك إلى طبيعة الهيئة الإلكترونية للحديد.

2 ـ في حالة عدم احتواء اللب الخارجي على الكبريت، فإن إجمالي التركيب الكيميائي للأرض يظهر افتقاراً شديداً في محتوى الكبريت مقارنة مع التركيب الكيميائي للنيازك الكوندورية.

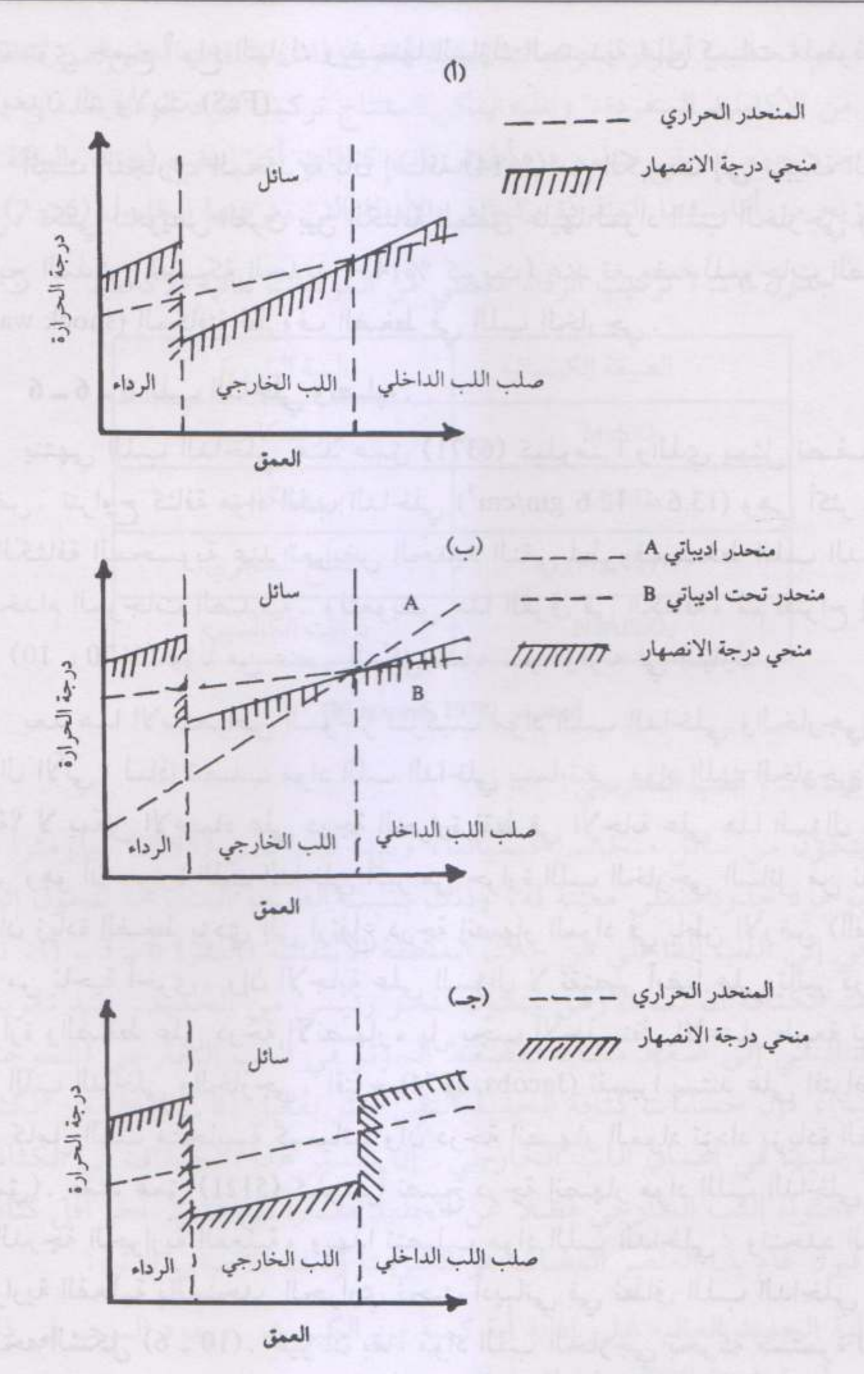
3 ـ تحتوي جميع أنواع النيازك ويضمنها النيازك الحديدية على كميات ملحوظة من معدن الترولايت (FeS).

أثبتت التجارب المختبرية بأن إضافة (14%) من الكبريت إلى سبيكة الحديد النقي، تكفي لتعويض الفرق بين الكثافة المتفق عليها لمواد اللب الخارجي وكثافة المزيج المذكور (سبيكة الحديد + 14% كبريت) عند تعريضه للموجات الصدمية (shock waves) المكافئة لظروف الضغط في اللب الخارجي.

6 ـ 6 ـ 8 اللب الداخلي وتصلبه:

ينتهي اللب الداخلي عند عمق (6371) كيلومتراً والذي يمثل نصف قطر الأرض. تتراوح كثافة مواد اللب الداخلي ($13.6 - 12.6\ gm/cm^3$) وهي أكثر بقليل من الكثافة المحسوبة عند تعريض الحديد النقي لظروف ضغط اللب الداخلي باستخدام الموجات الصدمية. ولتعويض هذا الفرق في الكثافة، ثم اقتراح إضافة نسبة (10 ـ 20%) وزناً من عنصر النيكل تشابه نسبة وفرته في النيازك.

بعد هذا الاستعراض الموجز لتركيب مواد اللب الداخلي والخارجي يبرز السؤال الآتي: لماذا تتصلب مواد اللب الداخلي بينما تبقى مواد اللب الخارجي بحالة سائلة؟ لا يمكن الاعتماد على درجة الحرارة فقط في الإجابة على هذا السؤال بسبب مباشر وهو أن حرارة اللب الداخلي أكبر من حرارة اللب الخارجي السائل من ناحية، كما أن زيادة الضغط يؤدي إلى ارتفاع درجة إنصهار المواد في باطن الأرض (الفقرة 6 ـ 5) من ناحية أخرى. وإن الإجابة على السؤال لا تقتصر أيضاً على تأثير درجات الحرارة والضغط على درجة الانصهار، بل يجب الأخذ بنظر الاعتبار طبيعة تركيب مواد اللب الداخلي والخارجي. اقترح (Jacobs, 1974) تفسيراً يستند على افتراض أن مواد كامل اللب متجانسة كيميائياً وأن درجة انصهار المواد تزداد بزيادة الضغط (العمق). فعند عمق (5121) كيلومتراً تصبح درجة إنصهار مواد اللب الداخلي أعلى من الدرجة الحرارية الفعلية، وبهذا تتصلب مواد اللب الداخلي: وتتحدد الدرجة الحرارية الفعلية بالمنحدر الحراري تحت أديباتي في نطاق اللب الداخلي وكما يوضحه الشكل (6 ـ 10). غير أن بقاء مواد اللب الخارجي بحركة مستمرة لتوليد المجال المغناطيسي يتطلب انتقال الحرارة بتيارات الحمل فضلاً عن التوصيل الحراري. وهذا يجعل من المنحدر الحراري في نطاق اللب على أقل تقدير أديباتي (adiabatic). وعند تطبيق المنحدر الحراري الأديباتي على نموذج (Jacobs) المذكور، فإن الصورة تبدو مقلوبة (شكل 6 ـ 10ب) حيث تظهر مواد اللب الخارجي



شكل 6 ـ 10 العلاقة بين المنحدرات الحرارية
(أديباتي وتحت أديباتي) ودرجات حرارة الانصهار لمواد اللب الخارجي
والداخلي وفي حالات تجانسها أو عدم تجانسها الكيميائي

المصدر (Brown & Mussett, 1981)

بحالة صلبة بينما مواد اللب الداخلي بحالة سائلة. استنتج (Brown and Mussett, 1981) بأن تجانس مواد اللب كيميائياً يفشل في تفسير تصلب مواد اللب الداخلي. غير أن إضافة عنصر النيكل إلى مواد اللب الداخلي يؤدي إلى ارتفاع في درجة انصهارها بينما وجود عنصر الكبريت يؤدي إلى انخفاض درجة حرارة انصهار مواد اللب الخارجي. إن عدم تجانس مواد اللب كيميائياً يؤدي دائماً إلى تصلب مواد اللب الداخلي بينما تبقى مواد اللب الخارجي بحالة سائلة في جميع حالات المنحدر الحراري وكما يوضحها الشكل (6 ـ 10جـ).

6 ـ 6 ـ 9 التركيب الإجمالي للأرض:

إن حساب معدل التركيب الكيميائي لكل الأرض يمثل هدفاً مركزياً لاختصاص الجيوكيمياء. ونظراً للنسبة الهائلة (99.9% <) التي تشارك بها الأرض الصلبة في الكتلة الإجمالية للأرض لذا فإن المقصود بهذه الفقرة هو التركيب الكيميائي للأرض الصلبة. غير أن مستوى البيانات المتوفرة في هذا المجال، هو أفضل بقليل من التخمين ولا يرتقي يقيننا إلى المستوى الكمي الدقيق. إن حساب المعدل الكيميائي هنا، يمثل في أحسن الأحوال، تقدير (estimation) لمكونات الأرض الصلبة من العناصر الكيميائية بسبب مصادر المعلومات غير المباشرة والافتراضات والتقريبات للبيانات المتوفرة حالياً.

يبذل الجيوكيميائيون جهوداً إضافية في الاستغلال الأمثل والاستفادة الأشمل للأرقام المتوفرة في البيانات الحالية بهدف توضيح بعض الجوانب الكيميائية للأرض الصلبة. إن الشروع بهذه المهمة يتخذ طريقين: **الأول** يعتمد حساب معدل تركيب الأنطقة الرئيسة (قشرة ورداء ولب) للأرض الصلبة الكلية. أما الاتجاه **الثاني**، فيعتمد على افتراض التشابه بين النيازك والأرض بما يخص محتوى العناصر غير البخارية. جرت محاولات عديدة لتقدير التركيب الكيميائي لكل الأرض، ومنها:

1 ـ محاولة (Mason, 1960): افترضت تمثيل تركيب الأرض بتركيب الجزء الفلزي من النيازك الكوندورية مضافاً إليه نسبة (5.3%) من معدن الترولايت، كما افترضت أن تركيب القشرة والرداء يتمثل بتركيب الجزء السليكاتي من النيازك الكوندورية. يعرض الجدول (6 ـ 8) طريقة الحساب التي استندت إليها هذه المحاولة.

جدول 6 ـ 8 طريقة (Mason, 1966) لحساب التركيب الإجمالي للأرض

الفلز		ترولايت	سليكات	المجموع
–	Metal	Troilite	Slicate	Total
Fe	24.58	3.37	6.68	34.63
Ni	2.39			2.39
Co	0.13			0.13
S		1.93		1.93
O	–		29.53	29.53
Si	–		15.20	15.20
Mg	–		12.70	12.70
Ca	–		1.13	1.13
Al	–		1.09	1.09
Na	–		0.57	0.57
Cr	–		0.26	0.26
Mn	–		0.22	0.22
P	–		0.10	0.10
K	–		0.07	0.07
Ti	–		0.05	0.05
–	27.10	5.30	67.60	100.00

المصدر (Mason.1966)

2 ـ محاولة (Ringwood, 1966): استندت إلى التشابه بين التركيب الإجمالي للأرض وتركيب النيازك الكوندورية من نوع (Cl). وعلى هذا الأساس، تم تقدير معدل التركيب الكيميائي للأرض.

3 ـ محاولة Larimer 1971): استندت إلى إيجاد الحدود العليا والسفلى لتراكيز عنصري (K), (Rb) في كل الأرض وبدون الرجوع إلى التراكيب الكيميائية للنيازك.

4 ـ محاولة (Ganaphty & Anders, 1974): استندت إلى افتراض بأن كلاً من الأرض والقمر قد نشأ، على الأقل، من سبع مكونات ومن نفس الأنواع التي تشكل النيازك الكوندورية.

5 ـ محاولة (Smith, 1977. 1979): افترضت تمثيل تركيب الرداء بتركيب صخور البرودوتايت الحاملة للماس، أما تركيب نطاق اللب، فيتمثل بتركيب النيازك الحديدية الممتزجة مع معدن الترولايت.

يعرض الجدول (6 ـ 9) معدل التركيب الكيميائي (بدلالة العناصر وليس أكاسيدها) والذي تم التوصل إليه بالطرق أو المحاولات المذكورة سابقاً، باستثناء محاولة (Larimer, 1971). بالرغم من تباين الأسس التي اعتمدتها محاولات تقدير معدل التركيب الكيميائي للأرض، يلاحظ وجود تقارب شديد في قيم نسب العناصر (Fe, Mg, Si, O) التي استخرجها مختلف الباحثين. كما يتضح أيضاً، أن هذه العناصر الأربعة تشكل ما يقارب (90%) من كتلة الأرض الصلبة. إن العناصر التي تبلغ تراكيزها أكبر من (1%) تقتصر على (Al, Ca, S, Ni). ويلاحظ أيضاً، أن سبعة عناصر يتراوح تركيزها بين (0.1% ـ 1%). أما بقية العناصر، فلا يتجاوز تركيزها أكثر من (0.1%).

جدول 6 ـ 9 نتائج المحاولات

المختلفة لحساب معدل التركيب الكيميائي للأرض. (% وزناً)

العنصر	التركيب المستخرج من قبل ميسون 1966	التركيب المستخرج من قبل رنكوود 1966	التركيب المستخرج من قبل كاناباثي واندرز 1974	التركيب المستخرج من قبل سميث 1979، 1977
Fe	34.63	31	35.87	31.7
O	29.53	30	28.50	31.3
Si	15.20	18	14.34	15.1
Mg	12.70	16	13.21	13.7
Ni	2.39	1.7	2.04	1.72
S	1.93	–	1.84	2.91
Ca	1.13	1.8	1.93	2.28
Al	1.09	1.4	1.77	1.83
Na	0.59	0.9	0.158	0.085
Cr	0.26	–	0.478	0.416
Mn	0.22	–	0.059	0.047
Co	0.13	–	0.094	–
P	0.10	–	0.215	0.183
K	0.07	–	0.017	0.013
Ti	0.05	–	0.103	0.092

المصدر (Mason, 1966)

(Ringwood, 1966)

(Ganapath & Andrews, 1974)

(Smith, 1977, 1979)

يجب التنويه إلى أن محاولة (Smith) ومحاولة (Ganapathy & Andrews) تعرض نتائج متفقة مع بعضها، باستثناء عنصري البوتاسيوم والصوديوم. تعد نتائج المحاولتين في الوقت الحاضر، أفضل التقييمات العملية المتوفرة عن التركيب الإجمالي للأرض.

6 ـ 6 ـ 10 التصنيف الجيوكيميائي للعناصر

إن الملاحظة الدقيقة للبيانات التحليلية المتواضعة التي تمت مناقشتها في الفقرات السابقة، تشير إلى أن العناصر الكيميائية تتوزع بأنماط تعتمد على الأطوار أو طبيعة المواد المتوفرة في أجزاء الأرض المختلفة. يعد (Goldschmidt, 1923) أول من وضع المفاهيم الأساسية للتصنيف الجيوكيميائي للعناصر بالاستناد إلى توزيعها في الأطوار المكونة للنيازك فضلاً عن ملاحظة توزيعها خلال انصهار بعض الخامات مثل صخور الاردواز (state) الحاملة لخام النحاس. واعتماداً على هذه الملاحظات، يمكن تصنيف العناصر الكيميائية حسب ميولها الجيوكيميائي إلى مجموعة واحدة أو أكثر من المجاميع الآتية:

1 ـ مجموعة العناصر السيدروفيلية (Siderophile): تمثل العناصر التي لها ميل أو ألفة للوجود مع فلز الحديد أو في الأطوار المعدنية الحرة.

2 ـ مجموعة العناصر الجالكوفيلية (chalcophile): تشمل العناصر التي لها ميل أو ألفة للاتحاد مع الكبريت وتكوين أطوار الكبريتيدات (sulphides).

3 ـ مجموعة العناصر الليثوفيلية (lithophilic): تشمل العناصر التي لها القابلية على الاتحاد مع الأوكسجين في أطوار الأكاسيد والسليكات والكاربونات. . . الخ، أي باستثناء أطوار الكبريتيدات والأطوار الفلزية.

4 ـ مجموعة عناصر الأتموفايل (atmophilic): تشمل العناصر التي لها ميل أو ألفة للوجود في الحالة الغازية أي في الغلاف الجوي.

يجب التأكيد والتنويه إلى أن (Godschmidt) هو أول من أطلق تسميات المجامع المذكورة في التصنيف الجيوكيميائي. يعرض الجدول (6 ـ 10) مجاميع العناصر حسب التصنيف الجيوكيميائي وبالاعتماد على البيانات الكيميائية للنيازك. يبدو من الجدول المذكور بأن بعض العناصر تنتمي إلى أكثر من مجموعة واحدة، كما هو الحال بالنسبة لغاز الأوكسجين (أتمافايل) والأوكسجين المرتبط في الأطوار المعدنية (ليثوفايل). وكذلك بالنسبة للحديد في السبيكة الفلزية (سيدروفايل)

والحديد في الترولايت (جالكوفايل) والحديد في معدن الأوليفين (ليثوفايل). ويمكن أن تختلف المجموعة التي ينتمي إليها العنصر باختلاف الظروف المحيطة، كما في تحول الخاصية الليثوفيلية لعنصر الكروم في الكرومايت ($Fe\,Cr_2\,O_4$) إلى الخاصية الجالكوفيلية في الدوبرولايت ($Fe\,Cr_2\,S_4$) في البيئات المختزلة. وتعرف أيضاً، عناصر أخرى بانتمائها إلى مجموعة معينة بينما يلاحظ وفرتها بصيغ تنتمي إلى مجاميع أخرى كما هو الحال بالنسبة لعنصر الثاليوم (Tl)، إذ يعرف بخاصيته الجالكوفيلية بينما يتركز في صخور القشرة الأرضية (ليثوفايل).

جدول 6 ـ 10 التصنيف الجيوكيميائي
للعناصر بالاعتماد على توزيعها في النيازك

Siderophile سيدروفايل	Chalcophile جالكوفايل	Lithophile ليثوفايل	Atmophile أتموفايل
Fe* Co* Ni*	(Cu) Ag	Li Na K Rb Cs	(H) N (O)
Ru Rh Pd	Zn Cd Hg	Be Mg Ca Sr Ba	He Ne Ar Kr xe
Os Ir Pt	Ga In Tl	B Al Sc Y La – Lu	
Au Ret Mo +	(Ge) (Sn) pb	Si Ti Zr Hf Th	
Ge* Sn* W‡	(As) (Sb) Bi	P V Nb Ta	
C‡ {u* Ga*	S Se Te	O Cr U	
Ge* As† Sb +	(Fe) Mo (Os)	H F Cl Br I	
	(Ru) (Rh) (Pd)	(Fe) Mn (Zn) (Ga)	

*** جالكوفايل وليثوفايل في قشرة الأرض**

+ جالكوفايل في قشرة الأرض

‡ ليثوفايل في قشرة الأرض

المصدر (Mason, 1982)

إن الصفات الجيوكيميائية المختلفة للعناصر تتحكم فيها تركيب ذراتها وبالتالي موقعها في الجدول الدوري (شكل 6 ـ 11) فالعناصر الليثوفيلية تتركز في الجهة اليسرى من الجدول الدوري وتحوي أيوناتها على ثمانية إلكترونات في مدارها الخارجي. وتقع معظم العناصر السيدروفيلية في وسط الجدول الدوري تقريباً والتي تنتمي إلى المجموعة الثامنة فضلاً عن بعض عناصر المجاميع المجاورة، بينما تتركز العناصر الجالكوفيلية في الجهة اليمنى من الجدول الدوري

والتي تنتمي إلى المجاميع الثانوية (B) وتحوي ايوناتها على (18) إلكتروناً في المدار الخارجي.

اتموفايل Atmophile: N

ليثوفايل Lithophile Na

جالكوفايل Chalcophile Zn

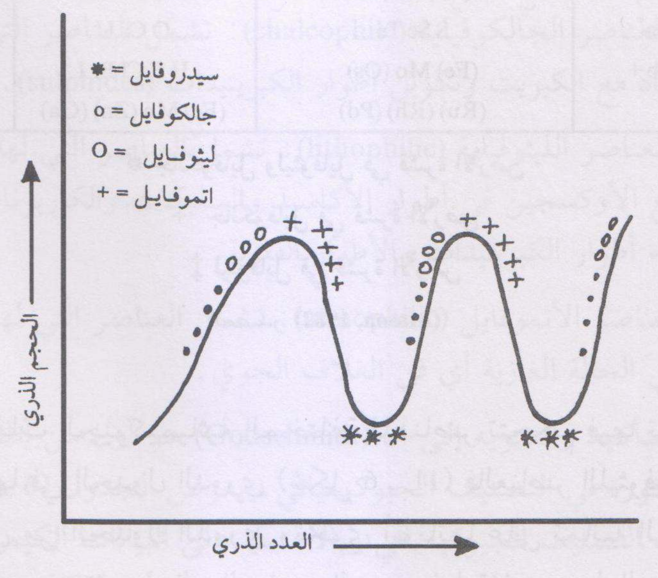
سيدروفايل Siderophile Fe

H																	He
Li	Be											B	C	N	O	F	Ne
Na	Mg											Al	Si	P	S	Cl	Ar
K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr
Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo		Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe
Cs	Ba	La-Lu	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi			
-	-		Th		U												

شكل 6 ـ 11 التصنيف الجيوكيميائي للعناصر ومواقعها في الجدول الدوري

المصدر (Mason, 1982)

عند رسم العلاقة بين الحجم الذري (atomic volume) والعدد الذري (atomic number) للعناصر الكيميائية (شكل 6 ـ 10) يتضح بأن جميع العناصر



شكل 6 ـ 12 مخطط العلاقة بين الحجم الذري والعدد الذري للعناصر ومواقع مجاميع تصنيفها الجيوكيميائي

السيدروفيلية تقع عند الحدود الدنيا (minima) من هذه العلاقة، في حين تقع العناصر الجالكوفيلية على طرف العلاقة الذي يزداد فيه الحجم الذري بزيادة العدد الذري، وتحتل العناصر الليثوفيلية المواقع التي تلي مواقع العناصر الجالكوفيلية بينما توجد العناصر الأتموفيلية في المواقع القريبة من الحدود العليا (maxima) وباتجاه انخفاض العلاقة.

يمكن تميز مجاميع العناصر أيضاً على أساس حرارة تكوين (heat of formation) أكاسيدها. فالعناصر الليثوفيلية هي التي تمتلك أكاسيدها حرارة تكوين أكبر من حرارة تكوين أوكسيد الحديدوز. وبعكس هذا، فإن العناصر تتبع لمجموعة الجالكوفايل والسيدروفايل.

يعد الجهد القطبي (electrod potential) أداة شبه كمية لقياس الخواص الجيوكيميائية للعناصر. فالعناصر الليثوفيلية تمتلك جهداً قطبياً موجباً وعالياً (1 ـ 3) فولت، بينما القيمة السالبة العالية للجهد القطبي تميز العناصر السيدروفيلية، في حين تمتلك العناصر الجالكوفيلية قيماً وسطية من الجهد القطبي.

إن الخواص الجيوكيميائية للعناصر تختلف بتباين نوع الآصرة (فلزية metalic وتساهمية covalent وإيونية ionic) التي يرتبط بها في الطور المعدني. تناول عدد من الدراسات موضوع العلاقة بين طبيعة الآصرة التي يرتبط بها العنصر مع الخواص الكيميائية والفيزيائية التي يمكن قياسها كمياً مثل درجة حرارة إنصهار أطوار العناصر وحرارة تكوين مركبات العناصر ومعامل انكسار الضوء في معادن العناصر وجهد تأين (ionization potential) والسالبية الكهربائية (electronegativity) لأيونات العناصر. بالرغم من الانتقادات الموجهة إلى العلاقات المذكورة، تبقى السالبية الكهربائية صفة مهمة لتقرير طبيعة الآصرة بين ذرات العناصر. عرف (Pauling, 1945) السالبية الكهربائية بأنها مقياس لقدرة ذرة العنصر في الجزيئة على جذب إلكترون إليها. وتقاس قيم السالبية الكهربائية على مقياس مجرد وبمدى مثلاً (0 ـ 4) بالنسبة لمقياس (Pauling).

ترتبط العناصر في الأطوار المعدنية بنسب مختلفة من نوع معين من الآصرة أو من عدة أنواع من الآواصر. ونسبة خاصية الآصرة الواحدة تعتمد على الفرق في السالبية الكهربائية.

يلاحظ في الجدول (6 ـ 11) قيم للسالبية الكهربائية المقدرة من قبل (Pauling) لبعض العناصر. وهناك قيم أخرى وبمقياس مختلف والتي تم تقديرها

من قبل (Mulliken). واستناداً إلى خاصية السالبية الكهربائية، تصنف العناصر إلى ثلاثة مجاميع وكالآتي:

1 ـ العناصر بقيم (1.6) وأقل، وتظهر ميلاً إلى تكوين أواصر إيونية مع الأوكسجين، وهذه العناصر تمتلك خاصية ليثوفيلية.

2 ـ العناصر بقيم تتراوح بين (1.7 ـ 2.0)، وتشكل أواصر تساهمية مع الكبريت. وهذه العناصر هي جالكوفيلية.

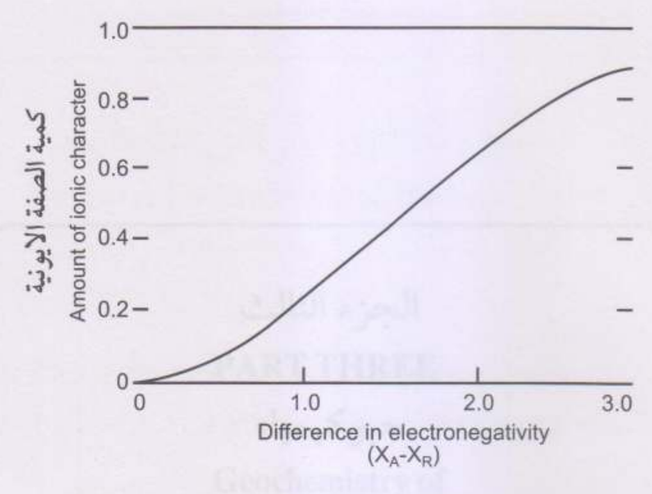
3 ـ العناصر بقيم تتراوح بين (2.0 ـ 3.0)، وترتبط بأواصر فلزية. وهذه العناصر تتبع لمجموعة السيدروفيلية.

جدول 6 ـ 11 السالبية الكهربائية للعناصر حسب مقياس بولنك (P) وموليكن (M)

العنصر	P	M	العنصر	P	M	العنصر	P	M
3.Li	0.98	0.94	27.Co	1.88		55.Cs	0.79	
4.Be	1.57	1.46	28.Ni	1.91		56.Ba	0.89	
5.B	2.04	2.01	29.Cu	1.90	1.36	57.La		1.10
6.C	2.55	2.63	30.Zn	1.65	1.49	58.Ce		1.12
7.N	3.04	2.33	31.Ga	1.81	1.95	59.Pr		1.13
8.O	3.44	3.17	32.Ge	2.01		60.Nd		1.14
9.F	3.98	3.91	33.As	2.18	1.75	62.Sm		1.17
11.Na	0.93	0.93	34.Se	2.55	2.23	64.Gd		1.20
12.Mg	1.31	1.32	35.Br	2.96	2.76	66.Dy		1.22
13.Al	1.61	1.81	37.Rb	0.82		67.Ho		1.23
14.Si	1.90	2.44	38.Sr	0.95		68.Er		1.24
15.P	2.19	1.81	39.Y	1.22		69.Tm		1.25
16.S	2.58	2.41	40.Zr	1.33		71.Lu		1.27
17.Cl	3.16	3.00	42.Mo	2.16		74.W	2.36	
19.K	0.82	0.80	45.Rh	2.28		77.Ir	2.20	
20.Ca	1.00		46.Pd	2.20		78.Pt	2.28	
21.Sc	1.36		47.Ag	1.93	1.36	79.Au	2.54	
22.Ti	1.54		48.Cd	1.69	1.4	80.Hg	2.00	
23.V	1.63		49.In	1.78	1.80	81.Tl	2.04	
24.Cr	1.66		50.Sn	1.96		82.Pb	2.33	
25.Mn	1.55		51.Sb	2.05	1.65	83.Bi	2.02	
26.Fe	1.83		53.I	2.66	2.56	92.U		1.38

المصدر (Cotton & Wilkinson, 1966)

يتضح مما تقدم، بأن زيادة الفرق بين قيم السالبية الكهربائية لذرتي عنصرين متآصرين، تؤدي إلى زيادة نسبة الخاصية الإيونية للآصرة التي تربطهما. والعكس صحيح. يوضح الشكل (6 ـ 13) العلاقة بين نسبة الخاصية الإيونية والفرق في السالبية الكهربائية لذرتين (A) و(B) متآصرتين.



شكل 6 ـ 13 العلاقة بين النسبة المئوية للخاصية الإيونية مع الفرق في السالبية الكهربائية بين ذرتين متآصرتين (A وB)

المصدر (Pauling, 1960)

الجزء الثالث
PART THREE
جيوكيمياء
Geochemistry of
الأرض البدائية
The Primitive Earth
وتطورها
and Its Development

الفصل السابع
Chapter Seven

منشأ وتطور الأرض الصلبة
Origin & Development of the Solid Earth

7 ـ 1 تمهيد

استحوذ موضوع منشأ وتطور كوكب الأرض على اهتمام الإنسان منذ أن وقعت أنظاره على الأجزاء المختلفة من سطحها فضلاً عن مشاهداته للظواهر الطبيعية وملاحظاته لحركة الشمس والقمر والأجسام الكونية الأخرى التي يمكن رؤيتها بالعين المجردة. أثارت هذه الملاحظات لديه جملة تساؤلات عديدة ومتنوعة. إن المفاهيم المختلفة ومستويات القناعة بها صاغت عدداً من الإجابات التي تداخلت وأثرت كثيراً في الجوانب التفصيلية لحياة الإنسان الروحية منها والمادية. ومع الازدياد المضطرد في حقول المعرفة العلمية والتقنية، تراكمت في الوقت الحاضر أحجام هائلة من البيانات المختلفة حول تركيب وبناء كوكب الأرض الحالي والتي تمت مناقشتها في الجزء الثاني (الفصل الثالث والرابع والخامس والسادس) من الكتاب الحالي. تمثل هذه البيانات مجموعة واحدة من المحددات (constrains) لأية فرضية تطرح بشأن تطور كوكب الأرض، بمعنى أن طرح أية فرضية يجب أن يؤدي إلى تحديد التركيب والبناء الحالي لكوكب الأرض. أما المجموعة الثانية من المحددات، فتتمثل بمعلوماتنا المتوفرة عن كوكب الأرض قبل حوالي (4500) مليون سنة تقريباً. غير أن معلوماتنا عن كوكب الأرض عند الزمن صفر (zero time) تتحدد بالآراء والفرضيات المطروحة بشأن منشأ كوكب الأرض والكواكب الثمانية الأخرى والتي تشكل بمجموعها نظامنا الشمسي (المجموعة الشمسية)، وتوجد الكواكب التسعة بنظام مدهش ملفت للنظر (شكل 7 ـ 1) وكما يأتي:

1 ـ جميع الكواكب تدور حول الشمس بنفس الاتجاه وفي مدارات بيضوية (elliptical) إلى دائرية (circular) تقع في مستوى واحد تقريباً.

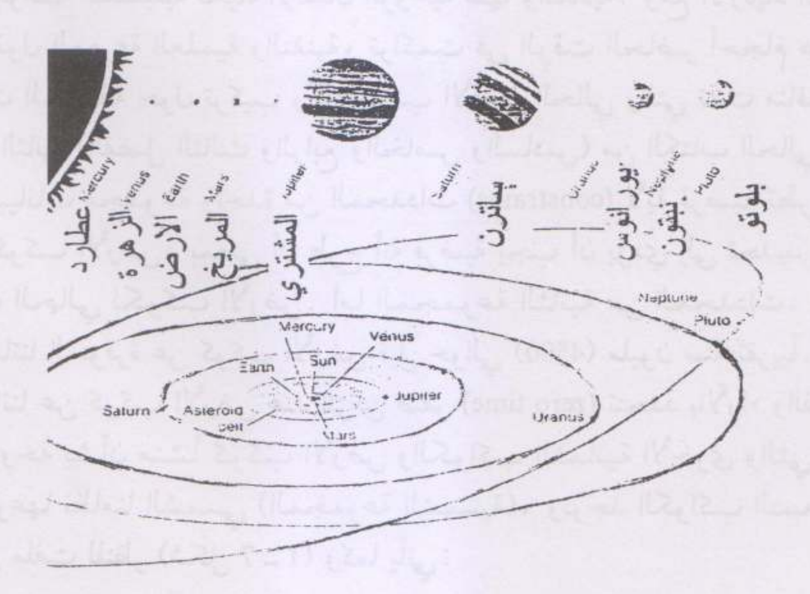
2 ـ باستثناء كوكبي الزهرة ويورانس، تدور الكواكب حول نفسها بنفس إتجاه دورانها حول الشمس.

3 ـ تزداد المسافة بين الكواكب منفردة عن الشمس بمضاعفات عددية تقريباً وحسب قاعدة (Titius – Bode Rule).

4 ـ بالرغم من أن الشمس تحتفظ بحوالي (99.9%) من كتلة النظام الشمسي، إلا أن (99%) من العزم الزاوي (angular momentum) يتركز في الكواكب الكبيرة الحجم.

5 ـ تشكل الكواكب مجموعتين: يطلق على الأولى مجموعة الكواكب الداخلية أو الكواكب الأرضية (terrestial planets) وتضم عطارد والزهرة والأرض والمريخ، بينما تسمى الثانية مجموعة الكواكب الخارجية أو الكواكب العظيمة (giant planets) وتتألف من المشتري وساترن ويورانوس ونبتون وبلوتو.

6 ـ تشير البيانات المتوفرة إلى أن كثافة الكواكب الداخلية أكبر بحوالي (2 ـ 8) مرات من كثافة الكواكب الخارجية. وبسبب كثافتها المنخفضة واحتوائها على كميات كبيرة من الغازات، فإن الكواكب الخارجية تشبه الشمس أكثر مما تشبه الكواكب الداخلية.



شكل 7 ـ 1 النظام الشمسي. مخطط يوضح الشمس والكواكب التسعة

المصدر (Press & siever, 1978)

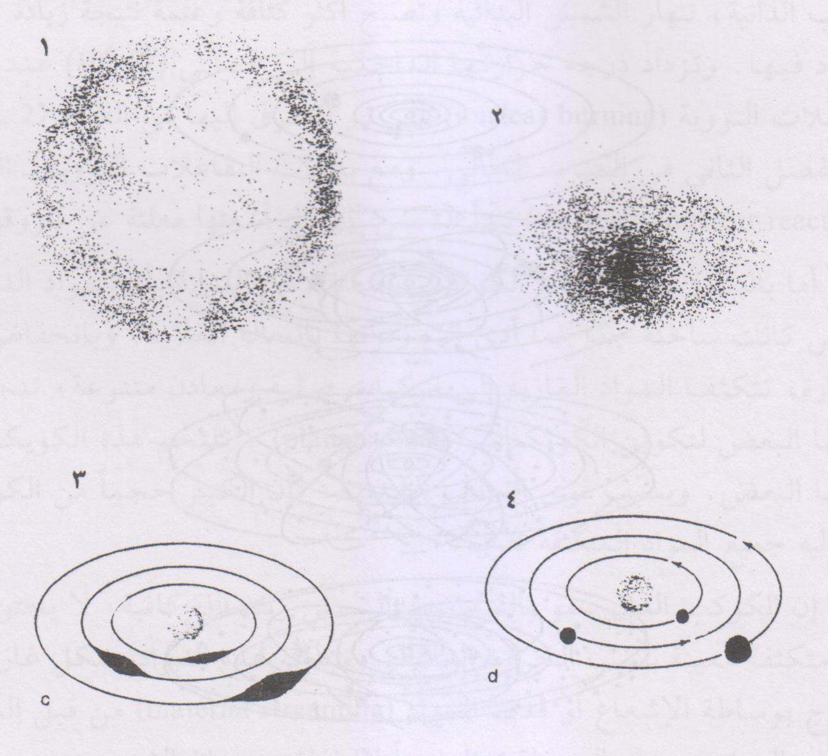
7 ـ تشير البيانات المتوفرة إلى أن الكواكب الداخلية تحوي على حوالي (90%) من عناصر الحديد والأوكسجين والسليكون والمغنيسيوم بينما يشكل الهيدروجين والهليوم حوالي (99%) من مكونات الشمس.

7 ـ 2 فرضيات تكوين كواكب النظام الشمسي :

كيف تكونت كواكب النظام الشمسي؟ إن قبول أو رفض أية فرضية يعتمد على إمكانية تفسيرها للملاحظات والبيانات المؤشرة بالأرقام (1 ـ 7) المذكورة آنفاً. وحسب الفرضية السديمية (nebular) فإن كواكب النظام الشمسي تكونت من المراحل الموضحة في الشكل (7 ـ 2) وكما يأتي:

1 ـ إنكماش سديم (nebule) من الغازات المنتشرة (diffused) وبشكل كروي تقريباً.

2 ـ يؤدي الانكماش والدوران إلى تكوين قرص مسطح عالي الدوران مع تركيز للمواد في الجزء المركزي.



شكل 7 ـ 2 مراحل تكوين الكواكب حسب الفرضية السديمية

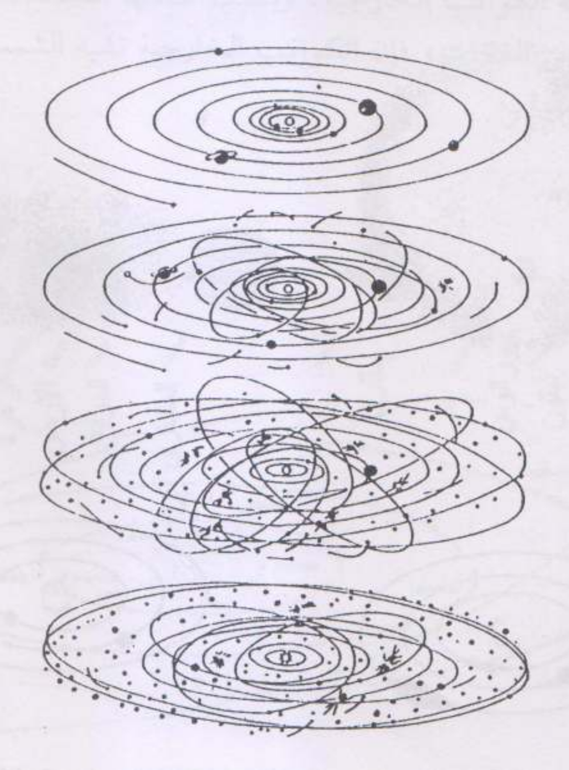
المصدر (Press & Siever, 1978)

3 ـ إستمرار الانكماش يؤدي إلى تكوين الشمس البدائية (proto – sun) مخلفة في الخارج حلقات (rings) من المواد.

4 ـ تكثيف المواد في الحلقات إلى كواكب تدور في مدارات حول الشمس.

إن هذه الميكانيكية للفرضية السديمية تشير إلى احتفاظ الشمس بالنسبة العظمى من العزم الزاوي. وهذا يخالف النقطة (4) المذكور ضمن النقاط (1 ـ 7) سابقاً (الفقرة 7 ـ 1).

أما حسب فرضية التلاحم أو الاصطدام (collision)، فإن كواكب النظام الشمسي قد نشأت بالميكانيكية الموضحة في الشكل (7 ـ 3) وبالوصف الآتي: إقتطاع جزء هائل الحجم من الشمس سابقة التكوين بفعل قوى الجذب الناتجة عن مرور نجم بمسافة قريبة من الشمس الأولية. ويتكسر هذا الجزء المقتطع إلى كويكبات (Planetesimals) التي تنتقل كأجسام باردة لتدور حول الشمس بمدارات في مستوى مسار مرور النجم. نتيجة الاصطدام وقوى الجذب المؤثرة، فإن الكويكبات الكبيرة الحجم تسحب الصغيرة الحجم منها، لتؤدي في النهاية إلى تكوين الكواكب.



شكل 7 ـ 3 مراحل نمو الكواكب من خلال تراكم المواد في قرص الكويكبات
المصدر (Ringwood, 1979)

وجهت انتقادات كثيرة إلى هذه الفرضية على أساس أن مرور نجم بمسار قريب من الشمس هو احتمال ضئيل الحدوث في الفضاء الواسع من ناحية وأن الشمس تقذف مواد عالية الحرارة (10^6 C^0) لتنتشر بشكل غازات ولا تتكثف من ناحية أخرى. كما أن تقديرات العزم الزاوي حسب هذه الميكانيكية تشير إلى انخفاض قيمته عن التقديرات المقبولة.

أما حسب النظريات الحديثة الأكثر قبولاً، فإن كواكب النظام الشمسي قد نشأت أصلاً من دوران سحابة بدائية متكونة من غازات (الهيدروجين والهليوم) وغبار (مركبات السليكون وأكاسيد الحديد وبلورات من الجليد وجزيئات صغيرة أخرى بضمنها المواد العضوية) وبشكل خارجي لهذه السحابة وبحركة داخلية فيها، تعتمد على قوى الجذب والدوران. وعندما تصبح قوى الجذب هي العامل الوحيد والمؤثر في السحابة، يبدأ انكماشها مع زيادة سرعة دورانها. ويؤدي هذا إلى تحول السحابة إلى قرص مسطح حيث تبدأ المواد بالانتقال نحو مركز القرص لتتراكم وتؤدي فيما بعد، إلى تكوين الشمس البدائية (Proto – Sun). بسبب قوى الجذب الذاتية، تنهار الشمس البدائية وتصبح أكثر كثافة وعتمة نتيجة زيادة انضغاط المواد فيها. وتزداد درجة حرارتها الداخلية إلى حوالي (10^6 C^0) عندها تبدأ التفاعلات النووية (nuclear burning) التي تم التطرق إليها في الفقرة (2 ـ 3 ـ 2) من الفصل الثاني في الكتاب الحالي. ومع بدايات التفاعلات النووية ـ الحرارية (thermo – nuclear reactions) تبدأ الشمس بإرسال أشعتها معلنة عن شروقها.

أما بالنسبة لمنشأ ونمو الكواكب، فيعتقد في البداية بأن المواد الدائرة في القرص كانت ساخنة جداً مما أدى إلى وفرتها بالحالة الغازية. وبانخفاض درجة الحرارة، تتكثف المواد الغازية إلى مركبات صلبة ومعادن متنوعة، تتجمع مع بعضها البعض لتكوين الكويكبات (planetesimals) . تلتحم هذه الكويكبات مع بعضها البعض. وبسبب قوى الجذب الشديدة، فإن الكبير حجماً من الكويكبات يشد إليه جميع المواد المتكثفة تقريباً.

إن الكوكب الذي ينمو بالقرب من الشمس وبمسافة كافية، لا يحتوي على مواد متكثفة معينة بسبب الحرارة العالية. وتتطاير هذه المواد بشكل غازات إلى الخارج بوساطة الإشعاع أو قذف المواد (material streaming) من قبل الشمس. إن قذف المواد في هذه المرحلة تمثل سبباً لانخفاض دوران الشمس.

عند المواقع القريبة من الشمس حيث تبلغ الحرارة ذروتها، فإن المواد التي

تتكثف أولاً هي التي تمتلك درجة غليان عالية مثل أغلب الفلزات والصخور. وهذا يفسر ارتفاع كثافة عطارد، أقرب الكواكب إلى الشمس بسبب اغتنائه بالحديد، أما المركبات الخفيفة المكونة للصخور مثل المغنيسيوم والسليكون والأوكسجين، فإنها تتكثف في البيئات الباردة من الكواكب الداخلية الموجودة على مسافة أبعد من الشمس. غير أن المواد الطيارة (volatile) مثل الماء والميثان والأمونيا، فإن معظمها ينتقل إلى الكواكب الداخلية أو يمكن لها أن تتكثف في الأطراف الخارجية الباردة من النظام الشمسي مثل كوكبي المشتري وساترن وأقمارهما. وبسبب امتلاكهما حجماً كبيراً وبالتالي قوة جذب كافية للإبقاء على جميع مكوناتهما، فإن المشتري وساترن يحتفظان بمواد لها تركيب السديم الأصلي الذي يحوي على الأغلب، على غازات الهيدروجن والهليوم وبشكل يشابه ما هو عليه الحال بالنسبة لمكونات الشمس.

بعد هذا العرض الموجز لفرضيات منشأ كواكب النظام الشمسي وعلى الأخص الآراء الحديثة في هذا المجال والتي أوضحت جوانب مهمة من حالة الأرض قبل حوالي (4.5) بليون سنة. ماذا حدث بعد هذا التاريخ؟ كيف تم تكتيل الأرض؟ كيف تطورات الأرض إلى الحالة التي هي عليها الآن؟

7 ـ 3 نشأة الأرض الصلبة وتطورها

طرحت خلال العقود المنصرمة، العديد من الآراء والفرضيات والنظريات بشأن تفسير نشأة الأرض، غير أن نظرية التلاحم المتجانس (homogenous accretion) بصيغتها المعدلة هي أكثر النظريات قبولاً في الوقت الحاضر. تفترض هذه النظرية أن الأرض البدائية قد تكونت من نوعين من المواد: يشارك النوع الأول من المواد بنسبة تتراوح بين (10% ـ 15%) وبتركيب يشابه تركيب نوع (Cl) من النيازك الكوندورية المتكثفة بدرجات حرارة واطئة والغنية بالمواد والعناصر الطيارة والذي يحتوي على نسبة أقل من الحديد. أما النوع الثاني من المواد فيشارك بنسبة (85% ـ 90%) والذي يتكون من أجسام متكثفة عند درجات حرارة عالية. وهذا يعني افتقارها أو فقدانها الكامل للمواد والعناصر الطيارة واحتواءها في نفس الوقت، على كميات عالية من فلز الحديد الطليق. كما افترضت النظرية بأن الأجسام التي تراكمت ونمت منها الأرض، كانت كبيرة الحجم وربما وصل قطر بعضها إلى أكثر من (1000) كيلومتر. يعتقد بأن النمو التلاحمي (accretion) للأرض البدائية قد حصل قبل حوالي (4.7) بليون. ويبدو بأن الأرض البدائية قد تكونت من خليط متجانس تقريباً، يتمثل بشكل رئيسي بمركبات السليكون وأكاسيد

الحديد والمغنيسيوم وكميات قليلة من جميع العناصر الكيميائية الطبيعية.

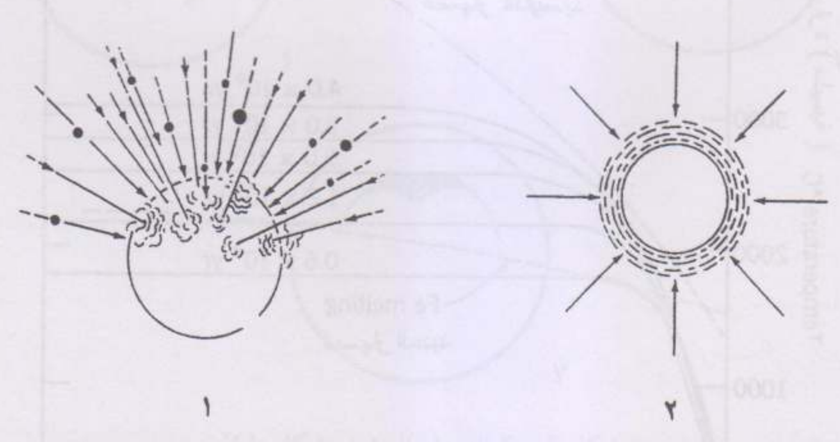
7 ـ 3 ـ 1 مصادر تسخين الأرض البدائية

بالرغم من احتواء الأرض البدائية في مراحلها المبكرة على خليط من المواد الباردة نسبياً، غير أنها وبعد فترة وجيزة، تعرضت إلى التسخين نتيجة الأسباب الآتية:

1 ـ إن اصطدام الكويكبات وتلاحمها في الأرض البدائية يؤدي إلى ارتفاع درجات الحرارة وذلك من خلال تحول الطاقة الحركية إلى حرارة، غير أن كمية الحرارة التي احتفظت بها الأرض البدائية تعتمد على كتلة وسرعة ودرجة حرارة الكويكبات ومعدلات تراكمها.

2 ـ إن انضغاط المواد في الأرض البدائية يؤدي إلى رفع درجات الحرارة، وذلك بسبب انكماش (squeezed) المواد في الأجزاء الداخلية نتيجة زيادة تراكم المواد في الأجزاء الخارجية. وتتحول طاقة الانضغاط للمواد إلى حرارة تحتفظ بها محلياً الأرض البدائية بسبب انخفاض معدلات سريان الحرارة في صخورها. ويوضح الشكل (7 ـ 4) تراكم وتلاحم الكويكبات وانضغاطها في الأرض البدائية.

تشير الحسابات الجيوفيزيائية إلى أن التراكم والانضغاط يؤدي إلى زيادة درجة حرارة الأرض البدائية إلى حوالي ($1000C^0$).



شكل 7 ـ 4 مخطط يوضح (1) تراكم وتلاحم الكويكبات و(2) انضغاطها في الأرض البدائية

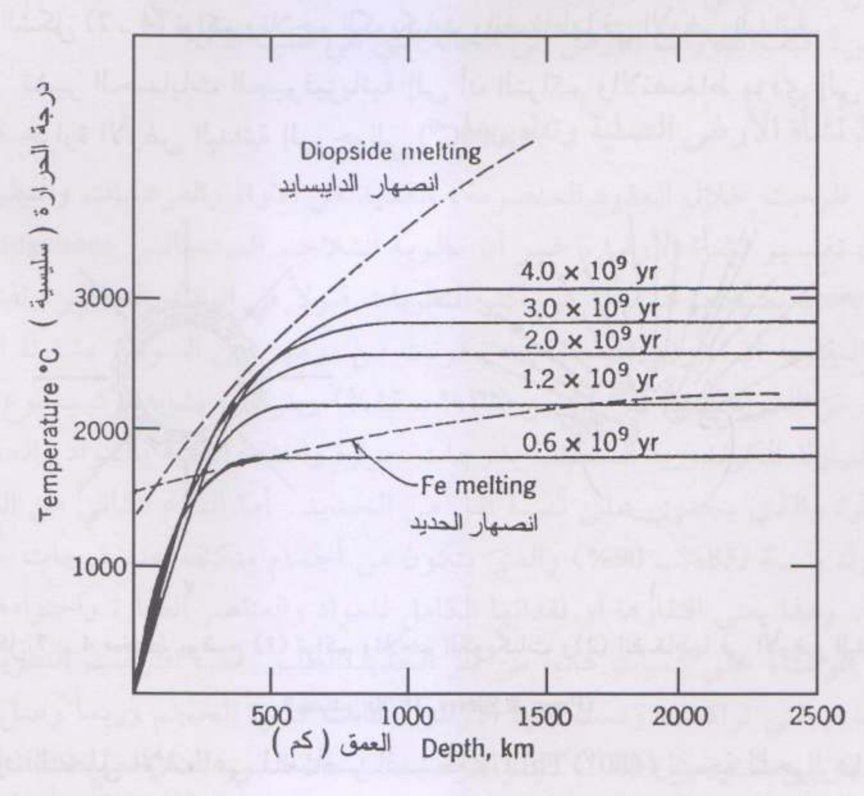
المصدر (Press & Siever, 1978)

3 ـ إن التحلل الإشعاعي للعناصر المشعة (K^{40}, Th, U) ونتيجة لتحريرها طاقة بأشكال أشعة ألفا α وگاما σ وبيتا β، تؤدي إلى رفع حرارة الأرض البدائية، غير أن فقدانها يكون بمعدلات بطيئة بسبب انخفاض التوصيل الحراري

للصخور. بهذه المصادر الثلاثة يتم تسخين الأرض البدائية وتهيئتها للعمليات اللاحقة من التطور.

7 ـ 3 ـ 2 التطور الحراري للأرض البدائية

يمكن حساب توزيع الحرارة المتراكمة في الأرض خلال الفترة الممتدة بين ولادة كوكب الأرض وإلى حد الآن، وذلك بالاعتماد على معادلة التوصيل الحراري المقترحة من قبل الفرنسي (Fourier) وافتراض درجة الحرارة الابتدائية ومواقع وشدة مصادر الحرارة في الأرض البدائية. ومهما اختلفت هذه الافتراضات، فإن شكل توزيع الحرارة مع العمق خلال فترات زمنية مختلفة من عمر الأرض، لا يختلف كثيراً عن الشكل (7 ـ 5). يوضح المنحنى الأسفل من الشكل المذكور، تأثير النمو التلاحمي (accretion) والانضغاط (compression) في زيادة الحرارة مع العمق عند ولادة كوكب الأرض (الزمن صفر). وتؤيد نفس الحسابات (المنحنى عند 500 مليون سنة). بأن الإشعاع يتولد بمعدلات أسرع من

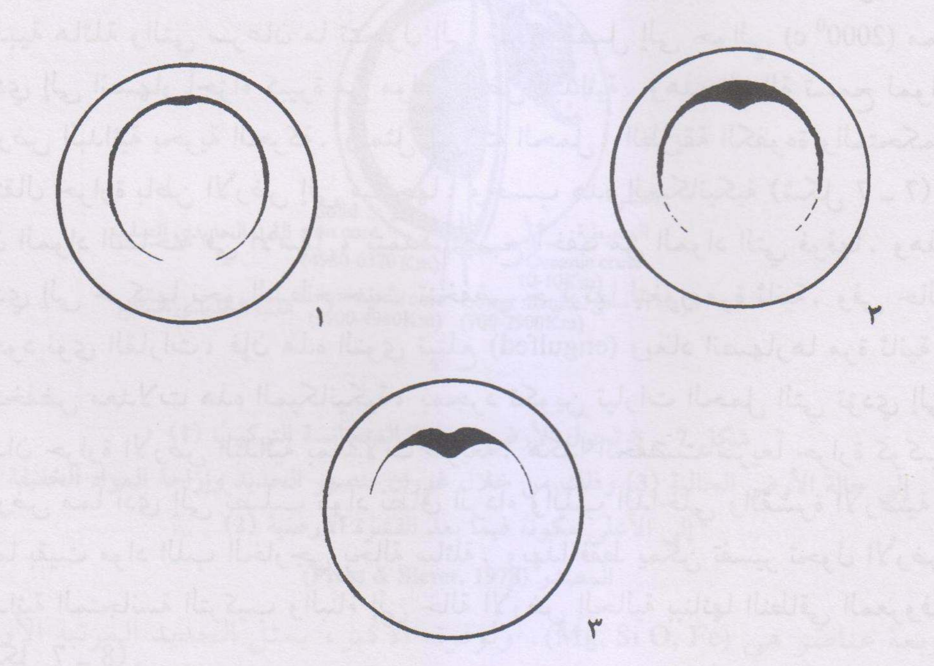


شكل 7 ـ 5 علاقة الحرارة بالعمق عند فترات زمنية مختلفة من تاريخ الأرض
المصدر (Mc Donald, 1964)

معدلات فقدانها بسبب انخفاض توصيل صخور الأرض البدائية للحرارة. وفضلاً عن ما تقدم، يعرض الشكل (7 ـ 5) أيضاً، العلاقة الخطية بين درجة انصهار الحديد مع العمق والتي تشير إلى أن الحرارة المتولدة والمتراكمة بعد بليون سنة من ولادتها، تبلغ درجة انصهار الحديد عند الأعماق بين (400 ـ 500) كيلومتر.

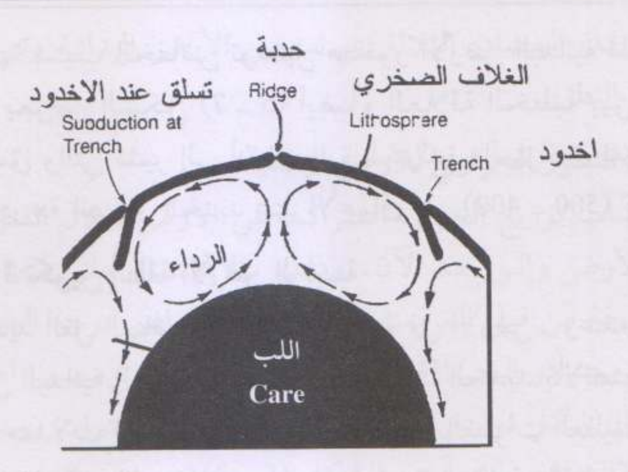
7 ـ 3 ـ 3 تكوين أنطقة الأرض الرئيسة

يعد الحديد أثقل العناصر الكيميائية الشائعة في الأرض. وعندما تصل معدلات تسخين الأرض البدائية إلى مستويات مناسبة، يبدأ الحديد بالانصهار بشكل طبقة رقيقة. وبزيادة معدلات الانصهار، تتكون ما يسمى بالقطرات العظيمة (giant drops) وكما موضح في الشكل (7 ـ 6). وبسبب عدم استقرارية هذه القطرات نتيجة وجودها فوق مواد أقل كثافة، فإنها تغور إلى مركز الأرض مكونةً لبها.



شكل 7 ـ 6 إنصهار الحديد بشكل طبقة
من السائل الثقيل (1) وتكوين القطرة العظيمة (2) و(3) لتغور إلى المركز في النهاية
المصدر (Elsasser, 1963)

بسبب وفرة الحديد وتشكيله لمواد نطاق اللب بكتلة تساوي حوالي ثلث كتلة الأرض. فإن غوران هذه الكتلة الهائلة يعد حادثة بحجم تأثير كارثة كونية (catas trophy) لكوكب الأرض. ويصاحب هذه الكارثة إزاحة مواد خفيفة تطفو إلى



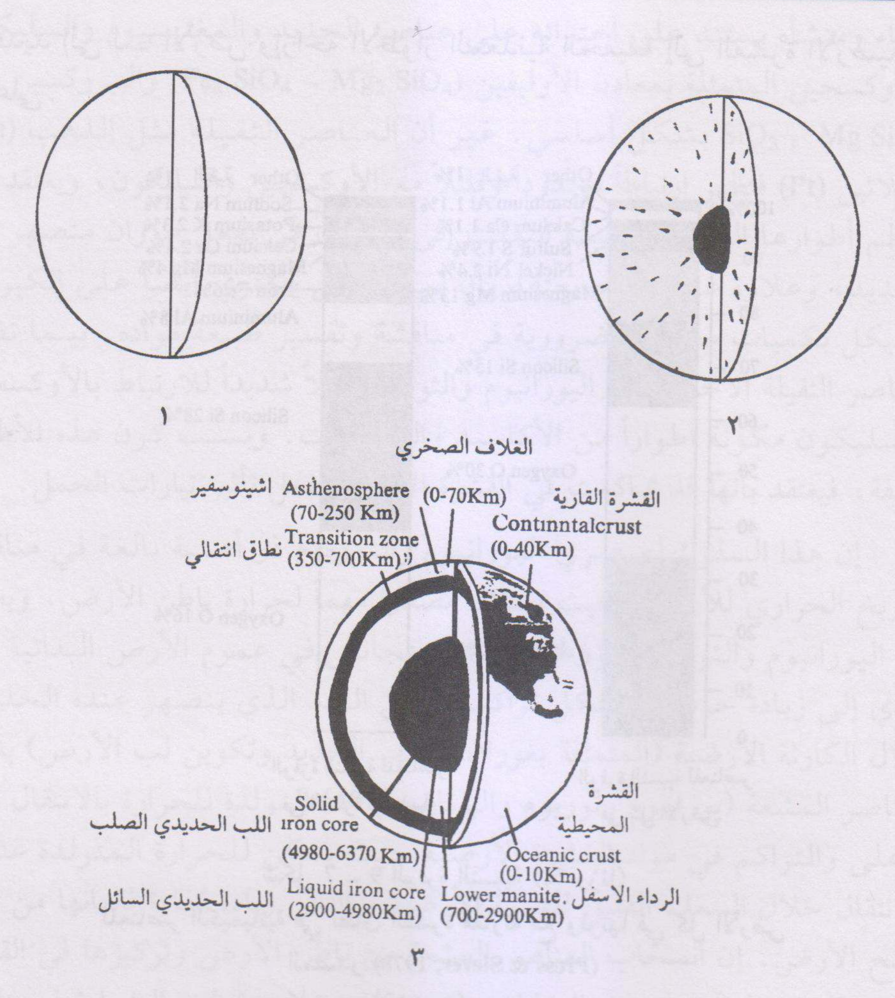
شكل 7 ـ 7 مخطط لنموذج من تيارات الحمل في نطاق رداء الأرض.

(Press & Siever, 1978)

الأعلى لتكون بعد تبريدها، القشرة البدائية. وخلال هذه الميكانيكية تتحرر طاقة جذبية هائلة والتي سرعان ما تتحول إلى حرارة تصل إلى حوالي (2000^0 c) مما يؤدي إلى انصهار أجزاء كبيرة من مواد الأرض البدائية. وهذه الحالة تسمح لمواد الأرض البدائية بحرية الحركة. وتمثل تيارات الحمل، الطريقة الكفوءة والمتحكمة بانتقال حرارة باطن الأرض إلى سطحها. وحسب هذه الميكانيكية (شكل 7 ـ 7)، فإن المواد الساخنة في الأسفل، تتمدد لتصبح أخف من المواد التي فوقها. وهذا يؤدي إلى حركتها نحو السطح حيث تنخفض حرارتها لتغور مرة ثانية. وفي حالة وجود نوى القارات، فإن هذه النوى تبتلع (engulfed) ويعاد انصهارها مرة ثانية. وتنخفض معدلات هذه الميكانيكية، بمجرد تكوين تيارات الحمل التي تؤدي إلى فقدان حرارة الأرض البدائية بمعدلات سريعة. هكذا انخفضت سريعاً حرارة كوكب الأرض مما أدى إلى تصلب مواد نطاق الرداء واللب الداخلي والقشرة الأرضية، بينما بقيت مواد اللب الخارجي بحالة سائلة. وبهذا فقط يمكن تفسير تحول الأرض البدائية المتجانسة التركيب والبناء إلى حالة الأرض الحالية ببنائها النطاقي المعروف (شكل 7 ـ 8).

7 ـ 3 ـ 4 التنطق (zoning) الكيميائي للأرض الصلبة

بالرغم من مسؤولية تيارات الحمل عن التبريد السريع لكوكب الأرض البدائي، إلا أنها أيضاً مسؤولة عن التنطق الكيميائي في الأرض الصلبة: يشير التركيب الإجمالي للأرض، إلى أن ثمانية عناصر (Al, Ca, S, Ni, Mg, Si, O, Fe) تشكّل نسبة (99%) من كتلة الأرض. وان (90%) من كتلة الأرض تتألف من

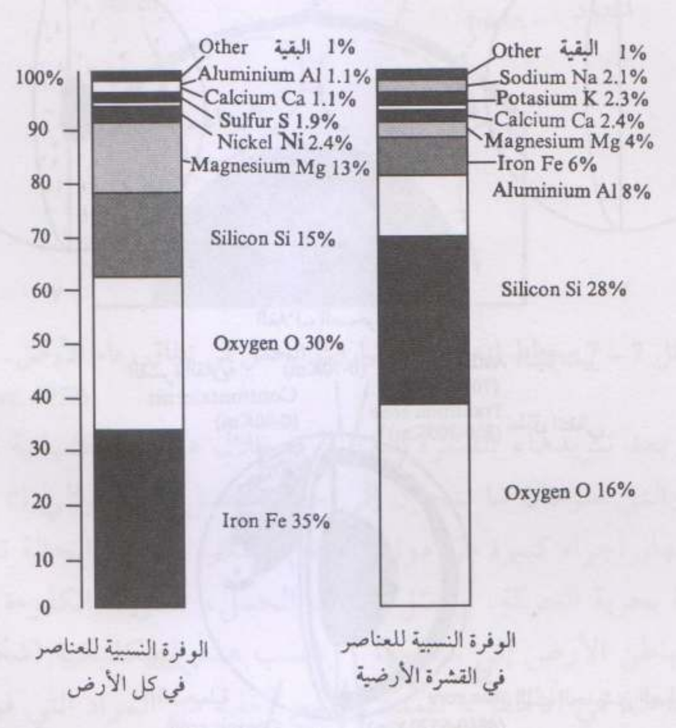


شكل 7 ـ 8 تحول الأرض البدائية المتجانسة التركيب (1) إلى حالة الأرض الحالية (3) وذلك من خلال غوران منصهر الحديد وإزاحة المواد الخفيفة إلى الأعلى مكونة فيما بعد القشرة الأرضية (2)

المصدر (Press & Siever, 1978)

أربعة عناصر هي (Mg, Si O, Fe) . ولوفرته الأكبر، يمثل الحديد المرتبة الأولى بين بقية عناصر التركيب الإجمالي للأرض (الفقرة 6 ـ 6 ـ 9 / الفصل السادس). وبالمقارنة، فإن معدل التركيب الكيميائي للقشرة الأرضية (الفقرة 6 ـ 6 ـ 3 / الفصل السادس) يظهر أو يبدي افتقاراً بعنصر الحديد مقارنة مع بقية العناصر حيث يحتل المركز الرابع، وبنفس الوقت يبدي معدل التركيب الكيميائي للقشرة الأرضية إغناءاً بالعناصر الخفية (Al, Si, O) التي تحتل المراكز الثلاثة الأولى وكما موضح في الشكل (7 ـ 9). ويمكن تفسير نتائج هذه المقارنة بميكانيكية غوران منصهر

الحديد إلى لب الأرض وإزاحة الأطوار المعدنية الخفيفة إلى القشرة الأرضية في الأعلى.



شكل 7 ـ 9 الوفرة النسبية (% وزناً)
للعناصر الكيميائية في نطاق القشرة مقارنة مع وفرتها في كل الأرض
المصدر (Press & Siever, 1978)

يلاحظ بأن تفاضل العناصر وتوزيعها في أنطقة الأرض لا يعتمد كلياً على أوزانها الذرية ولكن كذلك على الصفات الكيميائية والفيزيائية للأطوار الحاملة لها مثل: درجة الانصهار والميول الكيميائي للعناصر (chemical affinity) وكثافة الأطوار. فمثلاً معادن مجموعة الفلوسبار - ($CaAl_2Si_2O_8$ - $NaAlSi_3O_8$ - $KALSi_3O_8$) تتركز في صخور القشرة الأرضية مقارنة مع باقي أنطقة الأرض وذلك بسبب منصهراتها الخفيفة والمتولدة عند درجات حرارة تتراوح بين 1000^0 C - 700^0 C)، وبفعل تيارات الحمل ترتفع هذه المنصهرات نحو السطح. وهذا يفسر وفرة هذه المعادن ضمن صخور القشرة الأرضية.

أما رداء الأرض الذي يفصل القشرة عن اللب، فإنه يمثل خزاناً كبيراً لسليكات المغنيسيوم والحديد والتي تمثل أطواراً ثقيلة نسبياً وتنصهر بمعدلات أقل من معادن الفلدسبار بهذا فإن مناقشة الصفات الكيميائية والفيزيائية لمواد نطاق

الرداء ومنشأه يستند على احتوائه على عناصر الحديد والمغنيسيوم والسليكون والأوكسجين المتمثلة بمعادن الأوليفين ($Fe_2 SiO_4 - Mg_2 SiO_4$) والبيروكسين ($Fe SiO_3 - Mg SiO_3$) بشكل أساسي. غير أن العناصر الثقيلة مثل الذهب (Au) والبلاتين (Pt) فتظهر ارتباطاً محدوداً وقليلاً مع الأوكسجين والسليكون، ويعتقد بأن معظم أطوارها الفلزية الطليقة انتقلت إلى لب الأرض بفعل غوران منصهر فلز الحديد، وعلاوة على هذا، يعتقد بأن لب الأرض يحتوي أيضاً على الكبريت والنيكل بكميات معينة والضرورية في مناقشة وتفسير طبيعة مواده. بينما تظهر العناصر الثقيلة الأخرى مثل اليورانيوم والثوريوم ميلاً شديداً للارتباط بالأوكسجين والسليكون مكونة أطواراً من الأكاسيد والسليكات. وبسبب كون هذه الأطوار خفيفة، فيعتقد بأنها قد تراكمت في القشرة الأرضية بفعل تأثير تيارات الحمل.

إن هذا السلوك لعنصري اليورانيوم والثوريوم ذو أهمية بالغة في مناقشة التاريخ الحراري للأرض، حيث يمثلان مصدراً مهماً لحرارة باطن الأرض. ويعتقد بأن اليورانيوم والثوريوم يتوزعان بشكل متجانس في عموم الأرض البدائية مما يؤدي إلى زيادة حرارتها بشكل تراكمي وإلى الحد الذي ينصهر عنده الحديد. خلال الكارثة الأرضية (المتمثلة بغوران منصهر الحديد وتكوين لب الأرض) بدأت العناصر المشعة (يورانيوم وثوريوم والبوتاسيوم 40) المولدة للحرارة بالانتقال نحو الأعلى والتراكم في مواد القشرة الأرضية حيث يمكن للحرارة المتولدة عندها بالانتقال خلال السمك القليل للقشرة الأرضية وبالتالي زيادة كفاءة فقدانها من على سطح الأرض. إن انسحاب العناصر المشعة من باطن الأرض وتركيزها في القشرة الأرضية هو عامل مهم في انخفاض (تهدئة) معدلات توليد الحرارة في داخل الأرض وبالتالي تصلب مواد أنطقتها الباطنية. وهذا يشبه إلى حد ما سحب قضبان الوقود النووي (fuel rodes) من داخل المفاعلات النووية الحالية وذلك لتهدئتها بهدف إيقافها عن العمل.

بالرغم من أن التنطق الكيميائي أدى إلى تباطؤ معدلات توليد الحرارة، إلا أن جوف الأرض استمر بالاحتفاظ بدرجات من الحرارة كافية لإدامة تطور الأرض خلال مراحل تاريخها الجيولوجي. واستمرت القارات بالنمو من خلال إضافة مواد مصدرها باطن الأرض وذلك من خلال الفعاليات البركانية. ومما يؤكد على كفاءة هذه الفعاليات في بناء القارات هو ملاحظة الصهارات المنسابة سنوياً من البراكين المعاصرة. وإن حساب كمياتها المتدفقة خلال بضعة آلاف الملايين من السنين، تقترب من الحجم الحالي للقارات.

أما المواضيع الأخرى مثل: تصنيف وتوزيع الصخور وتاريخ تتابع الصخور الرسوبية ومواقع وصفات البراكين وأحزمة الزلازل ومنظومات الجبال والأخاديد العميقة للبحار وحركة قيعان المحيطات، فيمكن تفسيرها في الوقت الحاضر بمفاهيم موحدة تتضمنها نظرية تكتونية الصفيح (Plate Tectonic). وتتضمن هذه النظرية بأبسط حالاتها، بأن الغلاف الصخري (lithosphere) مقسم إلى عشرة صفائح صلبة تتحرك منفردة كوحدة مستقلة. ويتعلق الكثير من تفسيرات المظاهر الجيولوجية ذات المقياس الإقليمي، بالحدود الفاصلة بين هذه الصفائح.

الفصل الثامن
Chapter Eight

منشأ وتطور الغلاف الجوي
Origin and Development of the Atmosphere

8 ـ 1 تمهيد :

احتفظت الأرض بغلاف جوي، ولكن بمكونات متباينة، عبر مراحل تاريخها الجيولوجي الذي امتد على فترة زمنية ابتدأت بالزمن صفر (zero time) وإلى حد الآن (4.5 بليون سنة). وساعد استقرار حجم كوكب الأرض (10.8759×10^{20} متر مكعب) وبمعنى آخر، قوة جذبها المناسبة على الاحتفاظ بالغلاف الجوي مقارنة مع الأحجام الأصغر قليلاً، حيث تهرب منها مكونات الغلاف الجوي وبالتالي فقدانها له بسبب انخفاض قوة جذب الأرض. أما زيادة حجم كوكب الأرض بنسبة قليلة أيضاً، فيؤدي إلى اختلاف مكونات الغلاف الجوي وخاصة الخفيفة منها نتيجة زيادة قوة جذب الأرض. وتؤثر كذلك المسافة لبعد كوكب الأرض عن الشمس (140 مليون كيلومتراً) على طبيعة مكونات الغلاف الجوي. فمثلاً: إقتراب كوكب الأرض من الشمس بحوالي (10) مليون كيلومتر، أي زيادة الحرارة، يؤدي إلى إغناء الغلاف الجوي الحالي ببخار الماء وثاني أوكسيد الكاربون وربما تصبح أجواء كوكب الأرض شبيهة بتلك الموجودة في الكواكب الداخلية الأقرب من الشمس مثل كوكب الزهرة. وعلى العكس من ذلك، فإنها تشبه في ظروفها، ظروف الكواكب الأبعد من الشمس.

ولكن ما هو مصدر الكميات المضافة من بخار الماء وثاني أوكسيد الكاربون إلى الغلاف الجوي في الحالة المذكورة آنفاً؟ يتبخر الماء من البحار والمحيطات وتفقد مكوناتها من الغازات مثل (CO_2) بارتفاع درجات الحرارة، علماً أن معدلات إذابة (CO_2) تقل في المياه الدافئة مقارنة مع المياه الباردة. وتدل الإجابة على أن

البحار والمحيطات تمثل المصادر الأساسية للكميات المضافة من بخار الماء وثاني أوكسيد الكاربون إلى الغلاف الجوي الحالي. وربما تشارك مصادر ثانوية أخرى بنسب متفاوتة. وهكذا يمكن توظيف هذه الإجابة كإطار عام لمناقشة منشأ الغلاف الجوي الأولي (primeval atmosphere) لكوكب الأرض. ومهما تتباين المصادر المسؤولة عن منشأ الغلاف الجوي الأولي، إلا أن مكوناته يجب أن تمتلك من صفات تؤهلها من البقاء تحت ظروف كوكب الأرض عند الزمن صفر (zero time) والفترة اللاحقة والمتمثلة بقوة الجذب أي حجم الأرض البدائية ودرجة حرارتها المحددة بمسافة بعدها عن الشمس.

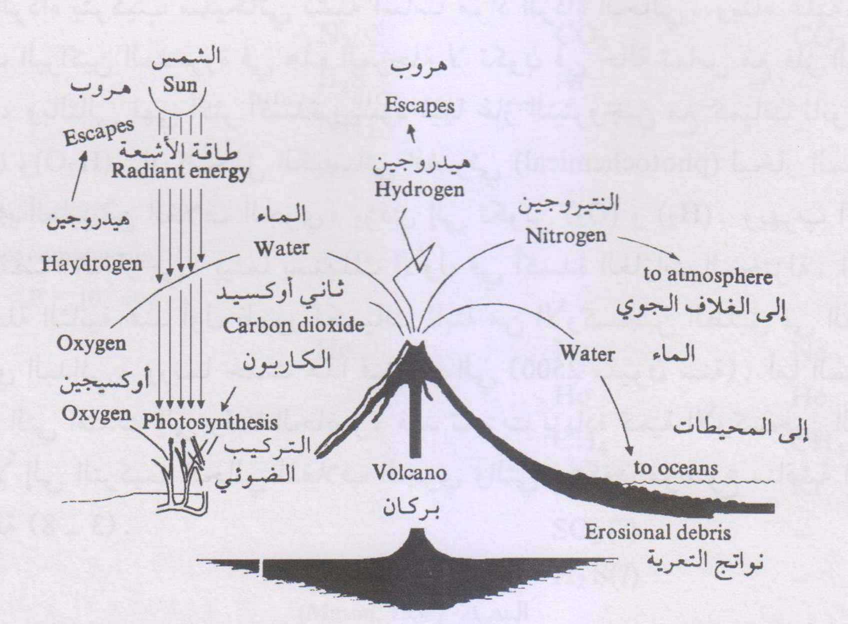
ما هي مكونات الغلاف الجوي البدائي ومصادرها؟ ما هي ميكانيكية نشأته؟

8 ـ 2 الغلاف الجوي البدائي

تناولت العديد من الدراسات المختلفة مواضيع تركيب ومنشأ الغلاف الجوي البدائي، ولا يوجد اتفاق عام بين هذه الدراسات حول طبيعة مكوناته ومصادرها. غير أن هذه الدراسات تتفق فيما بينها على أن الغلاف الجوي البدائي يختلف كلياً عن الغلاف الجوي الحالي للأرض. وبسبب الحجم الصغير للكويكبات (planetesimals) الباردة نسبياً التي نمت الأرض منها، فمن المحتمل بأنها لا تحتوي على مكونات الغلاف الجوي نتيجة قوة جذبها القليلة. إلا أن تحرير الغازات (out gassing) من باطن الأرض البدائية يمكن أن يحدث بنشاط الفعاليات البركانية التي سادت المراحل المبكرة من عمر الأرض. إن تسخين الأرض وزيادة معدلاتها خلال كارثة (catastrophe) تكوين لب الأرض والفترات اللاحقة بها، أدت إلى انسياب حجم هائل من الصهارات البركانية على سطح الأرض البدائية، مكونة فيما بعد نوى القارات وكما هو الحال بالنسبة للبراكين المعاصرة، تتحرر غازات مكونة بشكل أساسي من بخار الماء والهيدروجين وكلوريد الهيدروجيني وأول وثاني أوكسيد الكاربون فضلاً عن النيتروجين.

بسبب خفة وزن الهيدروجين فإنه يفلت من تأثير الجاذبية الأرضية وينتشر في الفضاء الخارجي وكما يحصل حالياً. إن الطاقة العالية من أشعة الشمس تؤثر في بخار الماء وتتفكك جزيئاته من خلال عملية التحلل الضوئي (photolysis) إلى الأوكسجين والهيدروجين. غير أن الأوكسجين المتحرر وبسبب فاعليته الكبيرة فإنه

يتحد مع غاز الميثان (الناتج من تفاعل الهيدروجين مع أول وثاني أوكسيد الكاربون) ومع أول أوكسيد الكاربون لتكوين الماء وثاني أوكسيد الكاربون، فضلاً عن اتحاد الأوكسجين المتحرر مع مكونات صخور القشرة الأرضية وذلك بأكسدة الحديدوز (Fe^{2+}) في معادن الأوليفين والبيروكسين إلى أكاسيد الحديديك (Fe_2O_3)، غير أن زيادة الأوكسجين وتراكمه في الغلاف الجوي لم تبدأ إلا بعد بداية الحياة وتطورها إلى مستوى الاشنات الخضراء (green algae) التي باستطاعتها تحويل أشعة الشمس إلى مواد عضوية وتحرير الأوكسجين بعمليات التركيب الضوئي المعروفة. ولم يظهر الأوكسجين في الغلاف الجوي كمكون أساسي إلا بعد أن تجاوزت معدلات إنتاجه معدلات استهلاكه في أكسدة بعض الغازات والارتباط مع بعض مكونات صخور القشرة الأرضية. يوضح الشكل (8 ـ 1) دور الفعاليات البركانية في تكوين الغلاف الجوي وتطوره. بالرغم من أن هذه الفعاليات تعتمد على مفاهيم بسيطة غير مرتبطة بفترات زمنية محددة، إلا أنها ليست الميكانيكية الوحيدة التي تفسر منشأ الغلاف الجوي البدائي.



شكل 8 ـ 1 دور الفعاليات البركانية في تكوين الغلاف الجوي البدائي وتطوره

المصدر (Press & Siever 1974)

توجد اعتراضات على طبيعة الغازات المنبعثة من باطن الأرض حسب الميكانيكية المذكورة سابقاً. إن تصاحب تحرير الغازات مع مرحلة تسخين الأرض خلال كارثة تكوين اللب والفترات اللاحقة بها، يحمل على الاعتقاد بأن طبيعة هذه الغازات لا بد ان اقتربت من حالة الاتزان مع فلز الحديد. وبسبب هذا الاتزان، يتأكسد فلز الحديد إلى الحديدوز، بينما تختزل الغازات المنبعثة من باطن الأرض وكما يحدث في اختزال بخار الماء إلى الهيدروجين عند مرور الأول على منصهر فلز الحديد. واستناداً إلى ذلك، فإن غازات براكين الأرض البدائية تحتوي على (H_2 وH_2O وCO) كمكونات أساسية و(N_2 وCO_2 وH_2S) بكميات ثانوية. وبانخفاض درجة حرارة هذه الغازات، يتفاعل غاز (CO_2) و(CO) مع الهيدروجين لتكوين غاز الميثان (CH_4)، كما يمكن تكوين (NH_2) من تفاعل (N_2) مع (H_2) في حالة وفرة الأخير بكميات مناسبة وانخفاض معدلات فقدانه. إن تكوين الأمونيا والميثان يمثل المرحلة الأولى من مراحل نشأة الغلاف الجوي البدائي (جدول 8 ـ 1). بدأت المرحلة الأولى في الزمن صفر واستمرت إلى حوالي (500 مليون سنة) حيث اكتملت عمليات أو كارثة تكوين اللب. وبعد غوران فلز الحديد، أصبحت مواد الرداء بتركيب سليكاتي تشبه أساساً مواد الرداء الحالي. وبناء عليه، فإن غازات البراكين المتحررة في هذه المرحلة لا تكون في حالة تماس مع فلز الحديد الغائر، وبالتالي فهي أكثر أكسدة ويسود فيها غاز النيتروجين مع كميات ثانوية من (CO_2) و(H_2O). إن التحلل الكيميائي الضوئي (photochemical) لبخار الماء في الأجزاء العليا من الغلاف الجوي، يؤدي إلى تكوين (O_2) و (H_2). ويهرب الأخير إلى الفضاء الخارجي، بينما يستهلك الأول في أكسدة الغازات المختزلة. انتهت المرحلة الثانية عند أول ظهور لكميات ثابتة من الأوكسجين الطليق في الغلاف الجوي البدائي، وربما حدث هذا قبل حوالي (2500 مليون سنة). أما المرحلة الثالثة التي امتدت إلى وقتنا الحاضر، فقد تميزت بزيادة كمية الأوكسجين الطليق وصولاً إلى التركيب الحالي للغلاف الجوي والتي ستكون موضوع مناقشة الفقرة اللاحقة (8 ـ 3).

جدول 8 ـ 1 موجز للبيانات الخاصة بالتركيب الكيميائي المحتمل للغلاف الجوي خلال المراحل الأولى والثانية والثالثة من تكوينه

				الآن
	مرحلة 0.5 Ga		مرحلة 2Ga	مرحلة present
مكونات رئيسة Major components $P > 10^{-2}$ atm	Stage 1		Stage 2	Stage 3
مكونات ثانوية Minor components $10^{-2} < P < 10^{-4}$ atm				
	–	CH_4	N_2	N_2
–		H_2(?)		O_2
–				–
–		H_2(?)		Ar
–	H_2O		H_2O	H_2O
–	N_2		CO_2	CO_2
–	II_2S		Ar	–
–	NH_2			–
	Ar			–
مكونات أثرية Trace components $10^{-4} < P < 10^{-5}$ atm			–	–
–	He		Ne	Ne
–			He	He
–			CH_4	CH_4
–			NH(?)	Kr
–			SO_2 (?)	–
			H_2 S(?)	–

المصدر (Mason, 1966)

كما قلنا سابقاً، بأن دور الفعاليات البركانية لا تمثل الميكانيكية الوحيدة المقترحة بشأن تفسير منشأ وتطور الغلاف الجوي للأرض البدائية. إن المواد الطيارة (volatiles) يمكن أن تتحرر بفعل الاصطدام المتكرر للأجسام الكونية بسطح

الأرض البدائية وتفاعلها مع صخوره. بالرغم من عدم توفر المعلومات التفصيلية (معادلات لتفاعلات مقترحة)، فإن إصطدام الكويكبات المنفردة بوزن (5) طن مثلاً وبسرعة (30 km/s)، يمكن أن تؤدي إلى تحرير طاقة تكافئ تفجيراً نووياً يبلغ حوالي (1) كيلوطن. إن هذه المستويات من الطاقة تعد كافية لصهر صخور سطح الأرض البدائية وتحرير مكوناتها الطيارة. وتعد تراكيب الفتحات البركانية (craters) التي يمكن ملاحظتها على سطح القمر أفضل مثال على مواقع اصطدام الأجسام الكونية.

حسب المراجع العلمية الحديثة (Mc Lendon, 1999)، فإن الغلاف الجوي البدائي يمكن أن ينشأ من مصادر مختلفة تماماً عن التي تم مناقشتها سابقاً في متن هذا الكتاب. إن أساس الآراء الحديثة يتعلق بمنشأ تابع الأرض الوحيد وهو القمر. تشير الدراسات الحديثة بأن القمر قد نشأ نتيجة الاصطدام التماسي (glancing impact) لجسم كوني بحجم المريخ مع كوكب الأرض بعد فترة قصيرة من نشأته (بعد كارثة تكوين اللب). ومهما كانت طبيعة مكونات الغلاف الجوي البدائي في تلك الفترة، فإن الكارثة الكونية التي تعرضت إليها الأرض البدائية، سوف تؤدي إلى انتشار وفقدان نسبة كبيرة من مكونات الغلاف الجوي البدائي (والغلاف المائي البدائي) بسبب الحرارة الهائلة المتولدة عن هذا الاصطدام.

ما هو إذن مصدر الغلاف الجوي البدائي، المذنبات (comets) مثلاً؟

بعد تكوين تابع القمر، تعرض سطحه إلى اصطدام عدد هائل من الأجسام الكونية المعروفة بالمذنبات (comets) وكما نلاحظ مواقعها الحالية على سطح القمر. وبالتالي يمكن افتراض حدوثها أيضاً على سطح الأرض. تشير البيانات المتوفرة إلى أن مذنب هالي (Halley). يحتوي على (23 %) وصخور و(41 %) ماء و(26%) مجموعة العناصر (CHON) هكذا يمكن أن تشتق مكونات الغلاف الجوي البدائي أيضاً من محتوى المذنبات من المواد الطيارة فضلاً عن تحرير الغازات نتيجة النشاطات البركانية واصطدام الكويكبات بسطح الأرض البدائية.

8 ـ 3 تطور الأوكسجين في الغلاف الجوي

لاعتبارات معروفة، حظي موضوع تطور الأوكسجين في الغلاف الجوي باهتمام كبير من قبل الباحثين. ولما كان للغلاف الجوي ومكوناته من الأوكسجين تأثير كبير على طبيعة ومكونات الصخور ذات المنشأ الرسوبي، اتجه اهتمام

المختصين في هذا المجال إلى الصخور الرسوبية بعمر ما قبل الكامبري (precambrain)، في محاولة للإجابة على السؤال: هل أن الغلاف الجوي في فترة ما قبل الكامبري كان يحوي على الأوكسجين؟

تمت دراسة صخور الجلاميد (conglomerate) والبريشا (brecia) المتحولة الموجودة في فنلندة (Finland) والتي يعود عمرها إلى ما قبل الكامبري (2×10^9 سنة). وجرى في هذه الدراسة التأكيد على توزيع أوكسيد الحديدوز (FeO) وأوكسيد الحديديك (Fe_2O_3) في الحصى غير المتأثر بعوامل التجوية وفي المكونات اللاصقة (cement) المتأثرة بعوامل التجوية. ووجد (Rankama, 1955) أن نسبة تركيز أوكسيد الحديدوز تفوق نسبة تركيز أوكسيد الحديديك في المواد اللاصقة علاوة على الحصى غير المتأثر بعوامل التجوية. كما أنه لم يجد زيادة في نسبة أوكسيد الحديديك في المواد اللاصقة مقارنة بالحصى قيد دراسته. واستنتج في الأخير بأن هذه الصخور قد ترسبت تحت ظروف بيئية غير مؤكسدة للحديد، وبمعنى آخر، أن الغلاف الجوي خلال أزمنة ما قبل الكامبري كان خالياً من الأوكسجين.

استقطبت الاهتمام أيضاً الصخور الرسوبية للدروع القارية في البرازيل وجنوب أفريقيا وكندا والتي يعود عمرها إلى قبل الكامبري. ويحتوي التركيب المعدني لهذه الصخورعلى اليورانانايت (Uraninite, U_3O_8) والبايرايت (Pyrite, FeS_2) والذهب. وبسبب معدلات الأكسدة العالية التي يتعرض إليها معدنا اليورانانايت والبايرايت، فإن وجودهما في الصخور المذكورة يدلل على أنها ترسبت في بيئات لا تحتوي على الأوكسجين (anoxygenic) واستنتج (Ramdohr, 1958) في دراسته للصخور آنفة الذكر، بأن الغلاف الجوي لفترة ما قبل الكامبري كان خالياً من الأوكسجين. وتوصل (Lepp & Goldich, 1969) إلى استنتاج مماثل من خلال بحثه في المقارنة بين طبيعة مكونات خامات الحديد العائدة للأزمنة ما قبل الكامبري والرواسب الأحدث.

تشير الحسابات التي أجراها (Davidson, 1960, 1965) إلى الكميات الهائلة من الأوكسجين المستهلكة في أكسدة فتات والمكونات الذائبة للصخور النارية التي تأثرت بعوامل التجوية في بيئات ما قبل الكامبري مثل: الطبقات الحمراء (red beds) في جنوب أفريقيا بعمر يقدر بحوالي(2.5×10^9 سنة).

إن التناقض في استنتاجات الدراسات المختلفة المذكورة آنفاً، ظل قائماً إلى

أن طرح (Berkner & Marshal, 1965) آراءهما حول تطور الأوكسجين في الغلاف الجوي التي تتلخص بالآتي: في الغلاف الجوي الخالي من الأوكسجين وبالتالي الخالي من طبقة الأوزون، تستطيع أشعة الشمس بموجات قصيرة – 1950) ($1000A^0$ من النفاذ إلى الارتفاعات الواطئة من الغلاف الجوي مما يؤدي إلى تحلل جزيئات الماء إلى غازي الأوكسجين والهيدروجين وكما هو معروف بعملية التفكك الضوئي. ويدخل الأوكسجين المتحرر في تفاعلات متعاقبة أدت إلى تحويل البعض منه إلى غاز الأوزون على النحو الآتي:

$$O + O \rightleftarrows O_2 \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots (8.1)$$

$$O + O_2 \rightleftarrows O_3 \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots (8.2)$$

بسبب زيادة معدلات تركيز الأوزون الذي يؤدي إلى انخفاض كمية الأشعة القصيرة الموجة وبالتالي تقليل معدلات تفكك جزيئات الماء، وبسبب أيضاً الفقدان السريع للأوكسجين في أكسدة مواد القشرة الأرضية، فإن نسبة الأوكسجين في الغلاف الجوي لم تتجاوز حداً معيناً (بحدود 0.1%) مقارنة مع نسبة الأوكسجين في الغلاف الجوي الحالي. إن كمية الأوزون المكافئة لهذه النسبة من الأوكسجين، تستطيع امتصاص أشعة الشمس بطول موجة أقل من ($2000A^0$)، غير أن الأشعة بطول موجة أكبر من ($2000A^0$) كانت تصل إلى سطح الأرض والنفاذ إلى أعماق تتراوح بين (4 ـ 6 أمتار) تحت سطح المياه. وساعدت نفس الأشعة على تخليق مركبات عضوية سبقت تخليق أول خلية حية تحت سطح الماء. وسنتناول هذا الموضوع بشيء من التفصيل في الفصل العاشر من هذا الكتاب. لم تستطيع هذه الخلايا من الانتقال نحو الأعلى والاقتراب من سطح الماء بسبب تعرضها للأشعة المهلكة بطول موجة أكبر من ($2000A^0$). غير أن استمرار خلق الخلايا الحية تحت سطح الماء وزيادة إنتاجها من الأوكسجين قد أدى في النتيجة إلى زيادة نسبة الأوزون في الغلاف الجوي. ويترتب على زيادة نسبة الأوزون نقصان في كمية الأشعة المهلكة التي تصل سطح الأرض. وعندما وصل تركيز الأوكسجين (1%) من تركيزه الحالي.

لم تستطيع الأشعة المهلكة من اختراق أعماق كبيرة تحت المياه، مما أدى إلى التكاثر السريع للكائنات الحية وانتشارها فوق سطح المياه. وهكذا ارتبط الانتشار الواسع والتكاثر السريع للكائنات الحية في بداية عصر الكامبري، بمرحلة بلوغ تركيز الأوكسجين في الغلاف الجوي بما يساوي (1%) من تركيزه الحالي.

وفي نهاية عصر السيلوري (silurian) غادرت الكائنات الحية سطح المياه وانتشرت على يابسة الأرض عندما بلغ التركيز نسبة (10%) من تركيزه الحالي. وفي العصور الجيولوجية الأخيرة، حافظ الأوكسجين على معدلات من الزيادة بحيث وصلت في الوقت الحاضر إلى نسبة تقدر بحوالي (20). ويمكن أن يتذبذب تركيز الأوكسجين في الغلاف الجوي خلال العصر الكاربوني نتيجة انطمار كميات هائلة من النباتات التي كونت فيما بعد الفحم الحجري.

ماذا عن مستقبل تركيز الأوكسجين في الغلاف الجوي؟ يبدو في الوقت الحاضر بأن الإجابة على هذا السؤال ترتبط بالحالة البيئية لكوكب الأرض التي نعيشها حالياً، حيث تم تشخيص عدد من مصادر تلوث الغلاف الجوي المتمثلة بالمواقع الصناعية والزراعية والحضرية. غير أن المواضيع المتداولة عالمياً حول حالة الأوكسجين في الغلاف الجوي تتناول مثلاً: تدهور طبقة الأوزون (ثقب الأوزون) في القطب الجنوبي، وظاهرة الاحتباس الحراري، وانحسار مساحات الغطاء النباتي، ومشكلة التصحر... إلخ. هل تشكل مستقبلاً مصادر التلوث عاملاً يؤثر في تطور الأوكسجين في الغلاف الجوي؟

8 ـ 4 الإضافات إلى الغلاف الجوي

باستثناء بعض المواد الصناعية والزراعية والحضرية الملوثة، فإن الإضافات الأخرى إلى الغلاف الجوي أدت إلى زيادة مستويات تركيز مكوناته من المواد الموجودة أصلاً، ولم تضف مكونات جديدة. ويمكن حصر مصادر الإضافات إلى الغلاف الجوي خلال مراحل التاريخ الجيولوجي للأرض بالآتي:

8 ـ 4 ـ 1 الفعاليات النارية

يؤدي تبلور الصهارات الطبيعية إلى تحرير غازات مختلفة تشارك بنسبة ملحوظة في تركيب الغلاف الجوي. ويعد الماء أكثر غازات البراكين وفرة، غير أنه يتعرض إلى التكثيف خلال فترة زمنية وجيزة ويضاف مع بقية الغازات الذائبة (HCl وH_2S وSO_2 وHF) المنبعثة من البراكين، إلى الغلاف المائي. يأتي ثانياً من ناحية الوفرة، غاز (CO_2) بعد الماء، ويعد من أهم الغازات المتحررة إلى الغلاف الجوي نتيجة الفعاليات النارية. إلا أن الكثير من (H_2O) و(CO_2) هو ثانوي المنشأ حيث يتم التقاطه من الصخور المحيطة بالصهارات المتحركة نحو الأعلى أو يمثل مكونات معادة (recycled). وبسبب احتواء الأنواع المختلفة من الصخور النارية

على كميات ثابتة من النيتروجين ($0.04\ cm^3.gm$ المكافئة إلى 0.005% وزناً) فإن الفعاليات النارية تضيف أيضاً كميات من النيتروجين إلى الغلاف الجوي.

8 ـ 4 ـ 2 التفكك الكيميائي ـ الضوئي:

كما ذكرنا سابقاً في معرض كلامنا عن تطور الأوكسجين (الفقرة 8 ـ 3)، تتفكك جزئيات الماء في الأجزاء العليا من الغلاف الجوي، إلى الأوكسجين والهيدروجين ويهرب الأخير وينتشر في الفضاء الخارجي، بينما يضاف الأوكسجين الطليق إلى الغلاف الجوي. إن أعلى كمية يصل إليها الأوكسجين المتولد بهذه الطريقة، تتحدد بتكوين طبقة الأوزون. وبجانب هذا، فإن الأوكسجين الناتج عن تفكك جزئيات الماء لا يشكل كميات مهمة مقارنة مع الكميات الهائلة من الأوكسجين المتولدة نتيجة الفعاليات الحياتية للكائنات الحية والمتمثلة بعملية التركيب الضوئي.

8 ـ 4 ـ 3 عملية التركيب الضوئي

تمت مناقشة الدور الأساسي لعملية التركيب الضوئي في تطور الأوكسجين في الغلاف الجوي ولا يوجد تبرير لتكرار تفاصيل الفقرة (8 ـ 3)، غير أن الحسابات تشير إلى أن الكمية الإجمالية للأوكسجين المتحرر نتيجة التركيب الضوئي قد وصلت إلى حوالي (181×10^{20} gm) والتي لا تشتمل على إعادة استهلاك الأوكسجين في عمليات التنفس وفي تحلل المواد العضوية.

8 ـ 4 ـ 4 النشاط الإشعاعي

يؤدي النشاط الإشعاعي إلى تحرير غازات مثل الهليوم (He) والاركون (Ar) التي تضاف إلى الغلاف الجوي. ويبلغ المعدل السنوي لإنتاج الهليوم مثلاً، حوالي ($1.16 \times 10^{-7}\ cm^3/gmU$) و($2.43 \times 10^{-8}\ cm^3/gm\ Th$). وبالاعتماد على نسبة اليورانيوم والثوريوم في الأرض وعمرها البالغ (4.5×10^9 سنة)، فإن الحسابات البسيطة تشير إلى أن كمية الهليوم المتحرر عن النشاط الإشعاعي خلال مراحل تاريخ الأرض، أكبر من كمية الهليوم في الغلاف الجوي الحالي للأرض. ما هو التفسير لهذا الفرق؟

يوجد الأركون (Ar) في الغلاف الجوي الحالي بنسبة أعلى من بقية الغازات الخاملة. وتدل هذه الزيادة على إنتاج تظير الأركون (40) من النشاط الإشعاعي لتظير البوتاسيوم (40) خلال الزمن الجيولوجي. ويعتقد بأن معادن البوتاسيوم

تحوي على غازات حبيسة في تركيبها البلوري وان الكميات المتحررة منها كافية لتفسير زيادة نسبة الأركون في الغلاف الجوي الحالي.

8 ـ 4 ـ 5 الفعاليات الجوهرية للأحياء وتحللها

تؤدي الفعاليات الجوهرية (vital activity) للأحياء وتحللها إلى تحرير (CO_2) وكميات قليلة من غاز الميثان واللذين يشاركان في تركيب الغلاف الجوي الحالي، ولكنهما يمثلان مواد مدورة (cyclic) تشتق في النهاية من الغلاف الجوي.

8 ـ 4 ـ 6 إضافة المواد الكونية

تتمثل بالرياح الشمسية (solar winds) والمذنبات (comets) والنيازك. وكما ذكرنا سابقاً (الفقرة 6 ـ 2)، بأن النيازك من نوع الكوندورية الكاربونية تحتوي على مواد طيارة بشكل معادن مائية ومواد كاربونية. وتحتوي أيضاً المذنبات على مواد طيارة مثل مذنب هالي الذي يحتوي على (41%) ماء و(26%) مجموعة العناصر (CHON) وكما هو موضح في الفقرة (8 ـ 2). أما الرياح الشمسية فتضيف الدقائق المشحونة (إيونات الفلزات) علاوة على نقل الأشعة الكهرومغناطيسية إلى الغلاف الجوي.

8 ـ 5 الفقدان من الغلاف الجوي

تقسم المواد المفقودة من الغلاف الجوي إلى صنفين: يشتمل الصنف الأول على المواد المفقودة بفعل فيزيائي والصنف الثاني يتمثل بالمواد المفقودة نتيجة التفاعلات الكيميائية بين مكونات الغلاف الجوي وبين مكونات الغلاف المائي والغلاف الحياتي فضلاً عن صخور القشرة الأرضية. ويمكن إيجاز ميكانيكيات الفقدان من الغلاف الجوي بالآتي:

8 ـ 5 ـ 1 عمليات الأكسدة

تحت هذا العنوان، لا بد من ذكر مثال غاز الأوكسجين في الغلاف الجوي الذي يستهلك بكميات هائلة (197×10^{20} gm) في أكسدة المكونات الكيميائية لصخور القشرة الأرضية وذلك من خلال عمليات التجوية علاوة على أكسدة غازات البراكين المتوزعة على سطح اليابسة وتحت مياه البحار والمحيطات. وهكذا يستهلك غاز الأوكسجين في أكسدة (Fe^{2+}) إلى (Fe^{3+}) و(Mn^{2+}) إلى (Mn^{4+}) والكبريتيدات إلى الكبريتات وأول أوكسيد الكاربون إلى ثاني أوكسيد الكاربون و(SO_2) إلى (SO_3) والهيدروجين إلى الماء.

8 ـ 5 ـ 2 عمليات الترسيب

يفقد الغلاف الجوي نسبة من مكوناته من ثاني أوكسيد الكاربون نتيجة إذابته في الماء وترسيبه بشكل صخور كاربوناتية (carbonate). كما يفقد أيضاً بشكل كاربون عضوي في الصخور الرسوبية. وتشير المقارنة إلى أن كمية (CO_2) المفقودة بشكل صخور رسوبية (580×10^{20} gm) تفوق كثيراً مجموع وفرته في الأغلفة الأخرى للأرض الحالية (1.5×10^{20} gm). وهذا يعني تحرير أو تدوير (recycled) كميات كبيرة من ثاني أوكسيد الكاربون خلال الفعاليات النارية التي شهدتها الأرض واللازمة للمحافظة على الفعاليات العضوية خلال الزمن الجيولوجي.

8 ـ 5 ـ 3 العمليات العضوية واللاعضوية

تؤثر هذه العمليات في فقدان غاز النيتروجين من الغلاف الجوي، وتشمل العمليات العضوية المثبتة للنيتروجين بوساطة الأحياء المجهرية في عقد (nodules) جذور بعض النباتات وكذلك بوساطة إحياء التربة الهوائية واللاهوائية والأشنات الزرقاء ـ الخضراء. أما العمليات اللاعضوية، فتؤدي إلى تكوين أكاسيد النيتروجين نتيجة تفريغ الشحنات الكهربائية خلال حركة كتل الغيوم وكذلك نتيجة التفاعلات الكيميائية ـ الضوئية في الغلاف الجوي. إن المعدلات السنوية للتثبيت العضوي للنيتروجين (0.07 mg N_2/cm^3 – 0.08) تفرق كثيراً المعدلات السنوية لتثبيت النيتروجين بالعمليات اللاعضوية ($0,0035$ mg N_2/cm^3). ويعاد الكثير من النيتروجين المثبت في النهاية إلى الغلاف الجوي من خلال تفسخ المواد العضوية، غير أن البعض منه يبقى في الرواسب حيث تزداد كميته في بعض المناطق الجغرافية لتكوين رواسب نيتروجينية (nitrogenous deposits) وكما هو الحال في رواسب نترات شيلي. وتشير الإحصائيات بأن الكمية المفقودة من النيتروجين من الغلاف الجوي خلال الزمن الجيولوجي بلغت حوالي (4.8×10^{20} bm). وتعد هذه الكمية صغيرة جداً بالمقارنة مع الكمية المفقودة من (CO_2).

8 ـ 5 ـ 4 الهروب من المجال الجذبي:

يمكن حساب سرعة هروب مكونات الغلاف الجوي من المجال الجذبي للأرض باستخدام المعادلة الآتية:

$$V_2 = \frac{2GM}{R} \quad \text{.................} \quad (8.3)$$

علماً بأن: V = سرعة الهروب وG = ثابت الجذب الأرضي وM = كتلة الأرض وR = نصف قطر الأرض.

عند تعويض المتغيرات في المعادلة (8.3) بالقيم الخاصة بالأرض، فإن سرعة الهروب من المجال الجذبي للأرض تبلغ (11.3 km/sec). غير أن هذه القيمة لا تكفي لوحدها لتحديد أنواع الغازات الهاربة من المجال الجذبي للأرض، حيث يوجد عدد من العوامل الأخرى والمؤثرة في استقرار الغازات في الغلاف الجوي مثل: ارتفاعات مواقع وفرة الغازات في الغلاف الجوي واكتساب جزيئات بعض الغازات (H_2 وHe) لقيمة من العزم ترفع من سرعتها نتيجة اصطدامها بالذرات شبه المستقرة من الأوكسجين عند أعالي الغلاف الجوي، وارتفاع درجة حرارة الأجزاء العليا (700 km – 120 km) إلى حوالي (1200^0 C – 200^0 C) نتيجة امتصاص الغازات للأشعة فوق البنفسجية. ومحصلة القول: إن جزيئات الغازات التي تمتلك سرعة هروب أقل من (11.3 km/sec) يمكن لها أن تفلت من المجال الجذبي للأرض. وخير دليل على ذلك هو وفرة الهليوم بكميات تساوي حوالي (10%) من الكمية الإجمالية للهليوم الناتجة عن النشاط الإشعاعي خلال الزمن الجيولوجي للأرض. وهذا يمثل الإجابة على السؤال المطروح في نهاية الفقرة (8 ـ 4 ـ 4).

8 ـ 6 التغييرات الثانوية في تركيب الغلاف الجوي:

لا يعتقد بوجود تغييرات حادة في تركيب الغلاف الجوي منذ زمن الباليوزويك، حيث أن الأدلة الجيولوجية تشير إلى ثبات الظروف الجوية والحياتية منذ تلك الفترة. إلا أن البيانات التفصيلية تشير إلى حدوث تغييرات ثانوية في تركيب الغلاف الجوي. فمثلاً يفسر عادة، حدوث الفترات الجليدية على أساس انخفاض مكونات الغلاف الجوي من ثاني أوكسيد الكاربون المسؤول عن امتصاص جانب من أشعة الشمس. أما أعلى كمية وصل إليها ثاني أوكسيد الكاربون في الغلاف الجوي فيمكن توضيحها على أساس ارتباطها بالعمليات السريعة لتكوين الجبال والتي تبلغ ذروتها خلال الفعاليات النارية. إن زيادة تجهيز ثاني أوكسيد الكاربون يؤدي إلى زيادة الفعاليات العضوية.

زاد الاهتمام في الوقت الحاضر بالمستويات التي وصلتها نسب ثاني أوكسيد الكاربون في الغلاف الجوي بسبب الاستخدام الكبير للوقود العضوي في السنوات الأخيرة. ويؤدي استغلال الفحم والنفط إلى إنتاج سنوي من ثاني أوكسيد الكاربون

يبلغ (4.67×10^{15} gm) و(1.53×10^{15} gm) على التوالي. إن مجموع ثاني أوكسيد الكاربون الناتج من حرق الفحم والنفط (6.2×10^{15} gm) سنوياً يساوي 1/300 تقريباً من كمية (CO_2) في الغلاف الجوي الحالي. وعليه فإن استغلال الوقود العضوي بالمعدلات الحالية وخلال (300) سنة القادمة يؤدي إلى مضاعفة كمية (CO_2) في الغلاف الجوي. ويجب التأكيد هنا على دور الغلاف المائي (مياه البحار والمحيطات) في قابليته على احتواء ثاني أوكسيد الكاربون بكميات تصل إلى 20) gm CO_2/cm^2) من سطح الأرض مقارنة مع (0.4 gm CO_2/cm^2) بالنسبة للغلاف الجوي. ولهذا فإن الملاحظة السابقة بخصوص مضاعفة كمية ثاني أوكسيد الكاربون في الغلاف الغازي، تتطلب إضافة كميات أكبر من (CO_2) بسبب امتصاصه من قبل مياه البحار والمحيطات وبنسب تعتمد على الضغط الجزئي لغاز (CO_2) وبتأثير عوامل أخرى.

يتبين من المناقشة السابقة، بأن للبحار والمحيطات دوراً مهماً في التحكم بكميات ثاني أوكسيد الكاربون في الغلاف الجوي وتؤدي بالتالي إلى المحافظة على ظروف الحياة الطبيعية على سطح الأرض.

الفصل التاسع
Chapter Nine

منشأ وتطور الغلاف المائي
Origin and Development of The Hydrosphere

9 ـ 1 تمهيد :

تقتصر المناقشة في هذا الفصل على منشأ وتطور مياه البحار والمحيطات فقط وذلك بسبب هيمنتها على باقي أشكال المياه الأخرى حيث تفوق كمية مياه البحار والمحيطات (1.8×10^{18}tons) بحوالي 40 مرة كمية الأشكال الأخرى (3.8×10^{16}tons) مجتمعة من الغلاف المائي.

إن مراجعة المصادر العلمية المهتمة بمواضيع تخص تاريخ وتطور الغلاف المائي تشير إلى احتوائها على أفكار واقتراحات تأملية بسبب ندرة أو عدم وفرة المعلومات والبيانات عن حالة الغلاف المائي (كما هو حال باقي أجزاء الأرض) في المراحل المبكرة من تكوين الأرض البدائية. إن الآراء المتداولة والفرضيات المقترحة في الدراسات المنشورة يمكن استعراضها في الفقرات الآتية:

9 ـ 2 منشأ مياه المحيطات :

جرى الاعتقاد بأن منشأ مياه المحيطات ارتبط بفكرة فقدان المواد الطيارة من الأرض البدائية، وذلك بفعل طاقة اصطدام بالأرض، أو نتيجة النشاطات البركانية التي تعرض سطح الأرض البدائية لها، أو بسبب إضافة المواد الطيارة المكونة للأجسام الكونية مثل المذنبات المرتطمة بسطح الأرض البدائية. ومهما تكن كفاءة الميكانيكيات المذكورة، فإن مراحلها النهائية تتطلب تكثيف المياه وتراكمها في أحواض المحيطات.

إن اقتراح أية نظرية في هذا الشأن يجب أن تأخذ بنظر الاعتبار صفتين

أساسيتين وهما: تطور حجم مياه المحيطات إلى الحجم الحالي (1.37×10^9 km^3) وتطور المكونات الذائبة في مياه المحيطات إلى المستوى الذي تحتله الملوحة (S = 35%0). هل امتلكت الأرض منذ البداية وبشكل سريع حجماً من مياه المحيطات ومكونات ذائبة فيها كما هو عليه الحال في الوقت الحاضر؟ توفر البيانات الطباقية والأحفورية عدداً من الأدلة على عدم الاختلاف الواسع في محتوى مياه المحيطات من المواد الذائبة خلال (600) مليون سنة الأخيرة وربما خلال (3) بلايين سنة الأخيرة. أما الاختلافات الثانوية فقد اقتصرت على مثلاً: الكميات المضافة من الأوكسجين الذائب زيادة تراكيزه في الغلاف الجوي خلال (2.5) بليون سنة الأخيرة. إن إضافة كميات من الأوكسجين لا تؤثر على محتوى مياه المحيطات من المواد الذائبة ولكن تأثيرها يكمن في زيادة جهد الأكسدة لهذه المياه مما يؤدي إلى تباين نسبة (Fe^{2+} /Fe^{3+}) فيها. وعند الظروف الحالية، فيوجد الحديد بصيغة رواسب الحديديك في بيئات المحيطات.

ما هو مصدر الحجم الهائل من مياه المحيطات؟

كما ذكرنا سابقاً، فإن الصهارات الصخرية تحوي على مواد طيارة وخاصة بخار الماء. ولهذا فإن انسياب معدلات عالية من هذه الصهارات وطفحها على سطح الأرض البدائية يؤدي إلى تراكم كميات كبيرة من المياه في أحواض المحيطات وبمجرد الوصول إلى ظروف حرارة تكثيف المياه. إن إضافة بخار الماء المتصاحب مع الفعاليات النارية هي عملية مستمرة لغاية الآن، غير أن معدلات هذه الفعاليات كانت أسرع في المراحل الأولى من تكوين الأرض البدائية بسبب تسخينها وزيادة حرارتها بفعل النشاط الإشعاعي للعناصر المشعة مما أدى إلى نشاطات شديدة للفعاليات النارية. وساعدت القشرة الرقيقة للأرض البدائية على مرور الصهارات النارية وانسيابها على السطح.

هل تمثل الفعاليات النارية المصدر الوحيد لمياه المحيطات؟ وإذ كان كذلك، ما هي نسبة مشاركتها؟ تشير الحسابات إلى أن حجم المياه المضافة نتيجة النشاطات الصهيرية على سطح القارات وتحت مياه المحيطات خلال الزمن الجيولوجي، بأنها لا تشكل أكثر من (15%) في أفضل الأحوال مقارنة مع الحجم الحالي لمياه المحيطات. واستناداً إلى هذه النسبة، فإن افتراضات التراكم المبكر لمياه المحيطات. هي آراء غير مقبولة علاوة على الاعتقاد بأن الفعاليات البركانية تمثل المصدر الوحيد لمياه المحيطات هو أمر مشكوك فيه أيضاً.

اتجهت الدراسات بالاهتمام نحو إمكانية زيادة حجم مياه المحيطات خلال الزمن الجيولوجي، غير أن مثل هذه الاتجاهات من البحوث تعترضها نسبة المساحات التي تشغلها القارات مقارنة بالمحيطات. وبسبب إشغال الصخور القديمة مواقع الأجزاء المركزية من الدروع القارية وإشغال الصخور الحديثة مواقع أطراف هذه الدروع، جرى الاعتقاد بأن القشرة القارية في حالة نمو مستمر خلال الزمن الجيولوجي وتتطلب الملاحظة الأخيرة انحسار مساحة المحيطات وبالتالي زيادة أعماق قيعانها مقارنة مع مستوى القارات. ويدعم الاستنتاج الأخير ملاحظة وجود الشعب المرجانية (coral atolls) والقمم المسطحة للجبال تحت مياه المحيط الهادئ. وتشير الأعماق التي تتواجد عندها هذه التراكيب، إلى أن ربع حجم مياه المحيطات قد تم إضافته منذ نهاية الحقبة المتوسطة (Mesozoic) ولغاية الوقت الحاضر. كما يلاحظ أيضاً، متبقيات الشعب المرجانية وإحياء الرخويات (mollusks) بعمر الكريتاسي الأوسط، في القمم المسطحة المغمورة تحت الأعماق (1500 ـ 2000) متر، ولكن هذه الملاحظة يمكن تفسيرها إما على أساس ارتفاع عام بمستوى سطح المحيطات أو انخفاض إقليمي لقيعان المحيطات. وتبقى مسألة المفاضلة بين التفسيرين غير محسومة.

تؤكد الدراسات الحديثة (Mc Clendon, 1990) على الحالة الجافة للمواد الأولية التي تكونت منها الأرض البدائية، كما أن نفس الدراسات تناقش بحرارة تأثير الاصطدام التماسي بالأرض، في منشأ وتطور الغلاف المائي. ويعتقد بأن الكارثة الكونية قد أدت إلى فقدان الأرض البدائية لمحتوياتها حينذاك من الغلاف الجوي والغلاف المائي معاً وذلك بسبب الحرارة العالية الناجمة عن الاصطدام. بعدها تعرض سطح الأرض إلى وابل من الأجسام الكونية وبشكل يشبه كثيراً حالة سطح القمر الحالية والذي يلاحظ فيه تراكيب الفوهات البركانية (moon craters) الناتجة عن ارتطام الأجسام الكونية. وفي حالة مشاركة المذنبات (comets) بنسبة (10%) من مجموع الأجسام الكونية المرتطمة، فإنها تكفي لتحرير حجم من المياه يساوي حجم مياه المحيطات الحالية (يحتوي مذنب هالي على 41% ماء). وبهذا الإيجاز، فإن المصدر المقترح لمياه المحيطات والذي يتم مناقشته حالياً هو المذنبات المرتطمة بسطح الأرض البدائية مما يعني بأن مياه المحيطات قد نشأت في مرحلة مبكرة جداً من مراحل تكوين وتطور الأرض.

أما بخصوص منشأ التركيب الكيميائي لمياه المحيطات، فقد اتفقت الدراسات المنشورة على اكتساب المكونات الذائبة في مياه المحيطات نتيجة تفاعلها مع الصخور والمواد الأخرى المتوفرة على وتحت سطح الأرض. ويشمل هذا مشاركة مياه الينابيع الحارة بما تحمله من حمولة ذائبة من العناصر الكيميائية. ولغرض مناقشة كيميائية مياه المحيطات، فقد قام (Garrels and Mackenzie) بتقسم تاريخ المحيطات إلى ثلاث مراحل وهي: مرحلة المحيطات المبكرة ومرحلة المحيطات لفترة (1.5 ـ 3.5) بليون سنة ومرحلة المحيطات المعاصرة. ويعتقد أن مياه المحيطات المبكرة تحتوي على غازات ذائبة مثل (H_2S و HCl و HF وHBr). وبهذا تكون مياه محيطات هذه المرحلة أكثر فاعلية في التأثير على صخور القشرة الأرضية وإذابة الإيونات الموجبة والسليكات وتخلف الألمنيوم والسليكا. إن طبيعة هذه التفاعلات تؤثر في معادلة حامضية المياه المبكرة للمحيطات، كما أنها تؤدي إلى تكوين مياه بملوحة لا تختلف كثيراً عن مياه المحيطات الحالية. أما الاقتراب التدريجي من حالة التعادل للمياه تؤدي إلى إذابة ثاني أوكسيد الكاربون.

تورث الصخور الرسوبية الصفات الكيميائية لمياه المحيطات عبر مراحل تاريخ الأرض. إن دراسة أقدم الصخور الرسوبية (3.5 بليون سنة) والصخور الأحدث تشير إلى استقرارية التركيب الكيميائي لمياه المحيطات. وهناك أدلة أخرى على استمرار نمط معين من التركيب الكيميائي لمياه المحيطات بدلالة البيانات الجيوكيميائية للصخور الرسوبية بعمر (1.5 ـ 3.5 بليون سنة). إن التعامل السائد بين مياه تلك الفترة الزمنية والمعادن المحتمل وفرتها، يمكن توضيحها في المعادلات الآتية:

$$14\,H_cO + 6\,NaAlSi_3O_8 + 3\,FeCO_3 + 15\,MgSiO_3 + 3\,CaCl_2 =$$

البايت سيدرايت أنستتايت

$$22\,SiO_c + 6\,NaCl + 3\,Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + 3\,CaCO_3 + Fe_3Si_2O_5(OH)_4 ...... (8.4)$$

سليكا كلورايت كالسايت كرينالايت

$$5\,MgSiO_3 + CaAl_2Si_2O_8 + CO_2 = Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_2 + CaCO_3 + SiO_2 ...... (8.5)$$

أنستتايت أنورثايت كلورايت

$$Fe_3Si_2O_5(OH)_4 + 3\,CO_2 = FeCO_3 + 2\,SiO_2 + 2H_2O ..... (8.6)$$

كرينالايت سيدرايت سليكا

تتميز التفاعلات أعلاه بوجود أيون الحديدوز ويلاحظ فيها أيضاً، طبيعة المعادن المهمة في رواسب الحديد الحزامية (banded) بعمر (2) بليون سنة وفي

صخور الصوان (chert) بعمر (2.5 بليون سنة) المنكشفة في جنوب أفريقيا وذلك بدلالة وجود السليكات في هذه التفاعلات مما يشير إلى زيادة تركيز السليكا الذائبة في مياه المحيطات المبكرة. وتشير الحسابات إلى أن الغلاف الجوي المصاحب لوجود المعادن (كرينالايت وسيدرايت والسليكا غير المتبلورة) يحتوي على (co_2) بكمية تصل ضعف كميته في الغلاف الجوي الحالي عند درجة حرارة (25^0 C). كما تظهر التفاعلات أعلاه بحالة تعادل من ناحية الدالة الحامضية وقبل حوالي (1.5 بليون سنة) بدأت مياه المحيطات في تحقيق الاتزان مع معادن (كالسايت وفلدسبار البوتاسيوم والالايت والمنتموريلونايت والكلورايت). وهناك أدلة على التغييرات الدورية بمعدلات منخفضة وثانوية في التركيب الكيميائي لمياه المحيطات.

9 ـ 3 الاكتساب والفقدان من مياه المحيطات:

تؤثر عوامل مختلفة على طبيعة المواد المكتسبة والمفقودة من مياه المحيطات غير أن العوامل الأكثر تأثيراً وبالتالي الأوسع تداولاً هي: إضافة الحمولة الذائبة والحمولة العالقة للمياه البرية (القارات) والتفاعلات الكيميائية والحياتية وتفاعلات التبادل الانيوني والامتصاص التي تحدث في مياه المحيطات.

تشير المقارنة إلى أن التركيب الكيميائي الأساسي لمياه المحيطات هو عكس تسلسل تراكيز المكونات الكيميائية الذائبة في مياه القارات وكما هو موضح في الجدول (9 ـ 1). ومن المفيد ذكره، بأن بعض مكونات المياه البرية مشتقة في الأصل من مياه المحيطات مثل (Cl) حيث تفوق كميته المدورة على (90%). ولهذا تتطلب البيانات التحليلية للمياه البرية إخضاعها إلى إعادة حساب بالاستناد إلى (100%) تدوير للكلورايد وكما يوضحها العمود الأخير من الجدول (9 ـ 1). وعند مقارنة تركيب المياه البرية مع مياه المحيطات يتضح الآتي: في مياه المحيطات $Ca < Mg < Na$ و$CO_3 < SO_4 < Cl$ أما في المياه البرية: $Na < Mg < Ca$ و $Cl < SO_4 < CO_3$. ويمكن تفسير الاختلافات بين التركيبين وذلك من خلال تأثير فعاليات الاحياء في مياه المحيطات والتي تقوم بامتصاص ($Ca\ CO_3$) لبناء أجزائها الصلبة، وكذلك يمكن تفسير الاختلافات من خلال تفاعل مياه المحيطات مع الرواسب المتوفرة في قيعانها وكما هو الحال في تكوين معدني الكلوكونايت (glauconite) والفليبسايت (phillipsite).

جدول 9 ـ 1 التركيب
من الصلب الذائب في المياه البرية ومياه المحيطات

	مياه النهر River	Water	مياه البحر Sea Water	مياه النهر الأقل تدويرا للأملاح River water less
	ppm	Percent	(%)	Cyclic Salts (%)
HCO_2	58.5	48.6	0.41	54.6
SO_4	11.2	9.3	7.68	9.6
Cl	7.8	6.5	55.04	0.0
NO_3	1	0.8	–	0.9
Ca	15	12.5	1.15	13.9
Mg	4.1	3.4	3.69	3.4
Na	6.3	5.3	30.62	2.5
K	2.3	2.0	1.10	2.1
Fe	0.7	0.6	–	0.7
SiO_2	13.1	11.0	–	12.3
Sr, H_3BO_3, Br	–	–	0.31	–
–	120.0	100.0	100	100.0

المصدر (Mason, 1982)

يوضح الجدول (9 ـ 2) بيانات تحليلية للمكونات الكيميائية المكتسبة سنوياً من قبل مياه المحيطات. ويلاحظ في نفس الجدول، بأن المكونات المضافة بشكل حمولة عالقة للمياه البرية تبلغ نسبة (72%) مقارنة مع باقي مصادر الإضافات الأخرى. وبالرغم من هذه النسبة العالية، إلا أن الحمولة العالقة لا تؤثر مباشرة في التركيب الكيميائي لجميع مياه المحيطات. أما الحمولة الذائبة للمياه البرية، فتمثل مصدراً يؤثر بشكل مباشر في التركيب الإجمالي لمياه المحيطات، غير أن نسبة مشاركتها السنوية منخفضة ولا تتجاوز (16.6%). وتشير الحسابات إلى النسبة الضئيلة لكتلة الحمولة الذائبة (4.2×10^{21} gm). ويمكن أن يكون لهذه النسبة الضئيلة أهمية أكبر في حالة حساب تأثيرها التراكمي على التركيب الكيميائي لمياه المحيطات خلال الزمن الجيولوجي.

جدول 9 ـ 2 تقديرات الكميات المكتسبة
والمفقودة سنوياً من المكونات الكيميائية لمياه المحيطات وبوحدة (10^{14} gm)

المكونات الكيميائية Chemical Spieces	ذائب Dissolved	أنظمة لتصريف Streams	معلق Suspended	المياه الجوفية Ground Water	دقائق الهواء Aerosois	الغبار Dust	التعرية البحرية Marine Erosion	الثلج Ice	تحت السطح Subsurface	المجموع Total	النسبة المئوية من المجموع Percent Total
SiO_2	4.4		121.0	0.5		0.4	1.5	13.0		140.8	60
Al			14.9			0.1	0.2	1.8		17.0	7
Fe	0.2		12.2				0.1	0.6		13.1	6
Ca	5.0		5.5	0.6			0.1	0.6		11.8	5
Mg	1.4		2.8	0.2	0.1		0.1	0.3		4.9	2
K	0.8		3.9	0.1	0.1		0.1	0.6		5.6	2
Na	2.1		2.0	0.2	0.7			0.5		5.5	2
Cl	2.6			0.3	1.4				0.1	4.4	2
SO_4	3.8			0.4	0.2					4.4	2
HCO_2	19.0		8.3	2.0			0.2		0.3	29.8	12
Total	39.3		170.6	4.3	2.5	0.5	2.3	17.4	0.4	237.3	
Percent of total	16.6		72.0	1.8	1.0	0.2	1.0	7.3	0.2	0	100
Others (NO_3 organic matter, fluorine, sulfide. etc)										$\gtrsim$ 3-4	
Estimated grand total										$\gtrsim 240\times$	10^{14} g/yr

المصدر (Garrel & Mackenzie, 1971)

يمكن مناقشة المكونات المكتسبة والمفقودة أيضاً ولكن على أساس زمن الإقامة في مياه المحيطات (جدول 4 ـ 4). وبسبب عدم دخول (Na^+) في التفاعلات الكيميائية، فإن زمن إقامته يصل إلى ($10^8 \times 2.6$ سنة) وبالتالي فإن (Na^+) يتراكم في مياه المحيطات، غير أن كميته الإجمالية تبقى ثابتة تقريباً في دورة المياه في الطبيعة. أما بالنسبة لأيونات العناصر المنخفضة زمن الإقامة، فيمكن تفسيرها على أساس فقدانها من مياه المحيطات بسبب دخولها في تفاعلات مختلفة مثل: الكالسيوم في صخور كبريتات الكالسيوم اللاعضوية والكالسيوم في الحجر الجيري العضوي والسليكون في الراديولاريا (radiolaria) والداي أتوم (diatoms). وبسبب قابلية أكاسيد الحديد والمنغنيز المائية والمعادن الطينية على التقاط الايونات الفلزية الذائبة مثل النيكل والنحاس والزرنيخ وتفقد مياه المحيطات محلياً بعض العناصر الكيميائية في حالة وفرة ظروف ترسيبها مثل الظروف الاختزالية.

الفصل العاشر
Chapter Ten

منشأ وتطور الغلاف الحياتي
Origin & Development of The Biosphere

10 ـ 1 تمهيد :

إن المقصود بعنوان الفصل الحالي هو دراسة منشأ وتطور جميع المواد الحية النباتية منها والحيوانية والأحياء المجهرية علاوة على مختلف أنواع المواد العضوية الموجودة في الأرض، وخلال مراحل التاريخ الإنساني، كان هناك اهتمام خاص وجدال ساخن لم ولن يتوقف حول موضوع «نشأة الحياة» الذي شغل ويشغل فكر الإنسان سابقاً وحالياً ولاحقاً وصاغ جوانب كثيرة من حياته المادية والروحية.

كما ذكرنا في الفصل الخامس، تنفرد الأنواع المختلفة من المواد الحية بخاصية احتوائها على جزيئات البروتين وتتميز أيضاً بقابليتها على تكوين المركبات العضوية بشكل تدريجي وتحت ظروف تساوي الحرارة (isothermally). تنقسم المواد الحية إلى صنفين عظيمين: النباتات أي الصنف المنتج والحيوانات وهو الصنف المستهلك.

تتكون المواد الحية من عدد قليل نسبياً من الجزيئات العضوية المتمثلة بالكحوليات (alcohols) والحوامض الأمينية (amino acid) والحوامض الدهنية (fatty acid) والبيورينات (purines) والتي تشكل بمجموعها جزيئات أكثر تعقيداً من الكاربوهيدرايت (carbohydrates) والبروتينات (proteins) والدهون (fats) والحوامض النفوية (nucleic acid) والليگنين (lignine).

يصل عدد أنواع (species) الأحياء التي تم تمييزها، إلى حوالي (1.5×10^6) نوع ومنها حوالي (2.5×10^5) نوعاً يعيش في البحار والمحيطات. ويبدو أن دراسة منشأ هذا العدد الهائل من الأحياء بشكل منفرد هي مهمة يستحيل إنجازها في كتاب

واحد، غير أن اتسام المواد الحية بصفات مشتركة يجعل من أمر إنجاز دراستها بشكل مجاميع أقل صعوبة. ويبدو منطقياً التعرف أولاً على المكونات الأساسية والوحدة البنائية للمواد الحية.

10 ـ 2 الوحدة البنائية والمكونات الأساسية للمواد الحية:

تمثل الخلية (cell) الوحدة البنائية الأساسية للمواد الحية. ويحيط بالخلية غشاء يحافظ عليها من دخول المواد الغريبة. تحتوي نواة الخلية على (deoxyribnucleic acid) الذي يتكون من الأمينات والفوسفسات والبنتوس (pentose) والذي يحدد العلاقة الجينية للخلايا. تمثل البروتينات أحد المكونات البنائية الكيميائية للمواد الحية. وتتألف من تتابع لجزئيات من الحوامض الأمينية. هناك عشرون نوعاً من الحوامض الأمينية وأن تتابعها وارتباطها في البروتينات يحدد صفات البروتينات مثل الصفة الأنزيمية (enzymes). أما الكاربوهيدرايت $(CH_2O)_n$، فهي المصدر الأساسي للطاقة ويتم إنتاج الكاربوهيدرايت بعملية التركيب الضوئي للنباتات. أما اللبيدات (lipids) فهي الدهون أو الزيوت التي لا تذوب في المياه وتكون غير مستقطبة (non - pollar) وتمثل جزءاً من المكونات البنائية لغشاء الخلية التي تحافظ على الخلية من دخول المواد المستقطبة مثل الأيونات الفلزية. وتعد الأنزيمات (enzymes) عوامل بيوكيميائية مساعدة وتتكون من البروتينات التي تحتوي في بنائها على موائع فعالة تشغلها ذرات الفلزات في بعض الأحيان. أما النظام العصبي فيتكون من الخلايا العصبية التي تسمى (neutrons) والتي على طولها تنتقل النبضات الحسية بفعل الاختلاف في نفاذية غشاء الخلية بالنسبة لأيونات الصوديوم والبوتاسيوم.

إن البحث في مصادر ووفرة المكونات العضوية الأساسية في المواد الحية (الحوامض الأمينية مثلاً) يمثل الخطوة الأولى في دراسة منشأ الحياة على كوكب الأرض.

10 ـ 3 مصادر المواد الحية:

تشير المعلومات المتوفرة حالياً إلى أن مياه المحيطات قد تكونت بفترة وجيزة من كارثة الاصطدام التماسي. وتفترض الآراء الحديثة عدم وجود القارات في الفترات المبكرة باستثناء بعض البراكين التي تحيط بها برك من المياه الراكدة.

واحد، غير أن اتسام المواد الحية بصفات مشتركة يجعل من أمر إنجاز دراستها بشكل مجاميع أقل صعوبة. ويبدو منطقياً التعرف أولاً على المكونات الأساسية والوحدة البنائية للمواد الحية.

10 ـ 2 الوحدة البنائية والمكونات الأساسية للمواد الحية:

تمثل الخلية (cell) الوحدة البنائية الأساسية للمواد الحية. ويحيط بالخلية غشاء يحافظ عليها من دخول المواد الغريبة. تحتوي نواة الخلية على (deoxyribnucleic acid) الذي يتكون من الأمينات والفوسفسات والبنتوس (pentose) والذي يحدد العلاقة الجينية للخلايا. تمثل البروتينات أحد المكونات البنائية الكيميائية للمواد الحية. وتتألف من تتابع لجزئيات من الحوامض الأمينية. هناك عشرون نوعاً من الحوامض الأمينية وأن تتابعها وارتباطها في البروتينات يحدد صفات البروتينات مثل الصفة الأنزيمية (enzymes). أما الكاربوهيدرايت $(CH_2O)_n$، فهي المصدر الأساسي للطاقة ويتم إنتاج الكاربوهيدرايت بعملية التركيب الضوئي للنباتات. أما اللبيدات (lipids) فهي الدهون أو الزيوت التي لا تذوب في المياه وتكون غير مستقطبة (non – pollar) وتمثل جزءاً من المكونات البنائية لغشاء الخلية التي تحافظ على الخلية من دخول المواد المستقطبة مثل الأيونات الفلزية. وتعد الأنزيمات (enzymes) عوامل بيوكيميائية مساعدة وتتكون من البروتينات التي تحتوي في بنائها على موائع فعالة تشغلها ذرات الفلزات في بعض الأحيان. أما النظام العصبي فيتكون من الخلايا العصبية التي تسمى (neutrons) والتي على طولها تنتقل النبضات الحسية بفعل الاختلاف في نفاذية غشاء الخلية بالنسبة لأيونات الصوديوم والبوتاسيوم.

إن البحث في مصادر ووفرة المكونات العضوية الأساسية في المواد الحية (الحوامض الأمينية مثلاً) يمثل الخطوة الأولى في دراسة منشأ الحياة على كوكب الأرض.

10 ـ 3 مصادر المواد الحية:

تشير المعلومات المتوفرة حالياً إلى أن مياه المحيطات قد تكونت بفترة وجيزة من كارثة الاصطدام التماسي. وتفترض الآراء الحديثة عدم وجود القارات في الفترات المبكرة باستثناء بعض البراكين التي تحيط بها برك من المياه الراكدة.

هناك ثلاثة مواقع (مصادر) مرشحة لدراسة منشأ المواد العضوية والتي تتمثل بمصادر الفضاء الخارجي (extraerrestial) مثل المذنبات والغلاف الجوي للأرض ومياه المحيطات.

يوجد الكثير من النقاش حول إضافة المذنبات أو النيازك للمواد العضوية على سطح الأرض البدائية. وبالرغم من الغموض الذي يحيط بتأثير طاقة الاصطدام على نسبة المواد العضوية التي تصل فعلاً إلى سطح الأرض، إلا أن هناك أدلة حقلية ومختبرية على وجود الحوامض الأمينية في هشيم مواقع اصطدام بعض النيازك، في حين لا يمكن إهمال سقوط الغبار ما بين النجوم (interstelar dust) كمصدر مهم للمواد العضوية على سطح الأرض.

ضمن مصادر الفضاء الخارجي أيضاً، يمكن مناقشة انفجار الأجسام الكونية في الهواء (airbursts) كمصدر للمواد العضوية. وتحدث هذه الانفجارات نتيجة تخلخل الضغط على مقدمة الجسم الساقط. وتنفجر المذنبات والنيازك الكوندورية الكاربونية بأحجام مناسبة عند الارتفاعات العالية بسبب انخفاض تماسكها، بينما لا يحدث هذا للنيازك الحديدية بالصيغة المذكورة بسبب تماسكها العالي ولكنها تنفجر عند اصطدامها بسطح الأرض. إن الحالات الموثقة لانفجارات الأجسام الكونية تشير إلى تفتتها إلى أحجام صغيرة جداً من النيازك الكوندورية الكاربونية والتي تحتوي على أجزاء داخلية باردة. وهذا يعني محافظتها على مكوناتها من المواد العضوية.

تشير البيانات المتوفرة عن اصطدام الأجسام الكونية خلال الزمن الظاهري (phenerozoic)، إلى وصول المواد العضوية إلى سطح الأرض بدون تغيير يذكر من ناحية، وإمكانية تخليق مواد عضوية خلال الاصطدام من ناحية أخرى. إن ملاحظة حدود تماس الكريتاسي / الثلاثي (CT boundary) في الدانمارك تشير إلى احتواء الرواسب على حوامض أمينية ذات منشأ لا عضوي.

إن مصادر تخليق المواد العضوية في الغلاف الجوي تشتمل على تأثير التفريغ الكهربائي وأشعة الشمس فوق البنفسجية فضلاً عن تأثير الموجات الصدمية الناتجة عن اصطدام الأجسام الكونية بسطح الأرض. ويبدو أن جميع هذه المصادر يمكن أن تضيف مواد عضوية إلى مياه المحيطات مهما اختلفت درجات اختزال الغلاف الجوي، غير أن تخليق المواد العضوية في الغلاف الجوي المختزل ($H_2/CO_2 \longrightarrow 0.1$) يحدث بمعدلات أكبر بحوالي (1000) مرة مقارنة مع الغلاف الجوي وسطي

الاختزال ($H_2/CO_2 = 0.1$). إن تخليق المواد العضوية تحت الظروف الأخيرة يمكن أن يحدث من خلال ثلاثة مصادر وهي: تأثير الأشعة فوق البنفسجية في عمليات التحلل الضوئي ودقائق الغبار ما بين النجوم والموجات الصدمية الناتجة عن الاصطدامات الكبيرة بسطح الأرض. وتضيف هذه المصادر حوالي ($2 - 3 \times 10^8$ km) في السنة، ويعتقد بأن المركبات العضوية التي تتكون في الغلاف الجوي أو المصاحبة للمذنبات، يمكن أن تدخل في تفاعلات وهي موجودة في مياه المحيطات. ومن التفاعلات المعروفة (HCN) مع (aldehydes) وتكوين الحوامض الأمينية.

إن اكتشاف البيئات الحياتية حول الينابيع الحارة في قيعان البحار، أدى إلى زيادة الاهتمام بها، لأنها تمثل مواقع الحياة للكائنات التي لا تمارس عملية التركيب الضوئي. إن وجود البكتريا اللاهوائية في الينابيع الحارة، أدى إلى زيادة الاهتمام بها بسبب علاقتها المهمة بموضوع منشأ الحياة. وتشير المناقشات السابقة إلى إحتواء قشرة ومحيطات الأرض البدائية على الينابيع الحارة. وتحوي الكائنات الحية في البيئات المذكورة على مواد بروتينية.

يحدث التخليق الكيميائي للمواد العضوية في الفضاء ما بين النجوم والسحابة النجمية أو في داخل المذنبات والشهب، غير أن طبيعة هذه التفاعلات غير معروفة بشكل واضح. وتواجه التفاعلات المقترحة بشأن تكوين الحوامض النووية والأمينية واللبيدات (lipids) عدداً من المشاكل والانتقادات.

يفترض عدد من الدراسات بأن تشكيل الخلية يمكن أن يتم من خلال تكوين الفقاعات وانفجارها عند تماس الغلاف الجوي بالغلاف المائي وتكوين الأوعية المغلقة. وتتميز مركبات اللبيدات (lipids) بتكوين الأوعية وبتعاقب المواسم الرطبة والجافة تدخل في الأوعية بويمرات مهمة. وتفترض دراسات أخرى بأن غشاء كبريتيد الحديد يمكن أن يمثل غشاءاً أولياً للخلية وباتجاه نشأة الحياة.

يوجد العديد من الدراسات التي تتناول ميكانيكية التخلق الوراثي للبروتين الذي يدخل فيما بعد في تركيب الخلية الأولية. وفي السنوات الأخيرة، ازداد الاهتمام بـ(RNA) كأول نظام وراثي علاوة على اعتباره كأنزيمات مبكرة التخليق. وتفترض دراسات (RNA) للتخليق المتأخر للـ(DNA) بالميكانيكية الوراثية. ولكن توليد الاستنساخ الذاتي لسلسلة (RNA) وميكانيكية تحويل البروتين، تمثل مواضع

نقاش وجدال ولا يوجد اتفاق عام عليها، غير أن الأمثلة المتوفرة تشير إلى إمكانية الاستنساخ الذاتي للبروتين.

تحتوي المراجع العملية على أفكار تدعم الدور أو العامل المساعد لأسطح المعادن في تكوين مركبات مهمة وبضمنها المركبات العضوية. واستنتج (Cairns - Smith, 1971) بأن تكوين المركبات العضوية حسب الميكانيكية العضوية (المذكورة سابقاً) هو أمر مشكوك فيه، وبدلاً من ذلك تقدمت دراسة الباحث المذكور باقتراح حول دور أسطح المعادن الطينية وسلوكها كعوامل مساعدة في الميكانيكية الوراثية الأولى، تحوي المعادن الطينية على مواقع غير منتظمة في تركيبها البلوري والتي يمكن أن تتكرر في الطبقات والبروتينات. وبهذا يمكن الربط بين الجينات الطينية والجينات العضوية.

لا يوجد اعتراض حول الفعالية الكيميائية للأطيان، كما لا يوجد جدال حول وفرتها في مياه المحيطات الأولية. ويلاحظ وجود عدد من العمليات التي تتطلب دخول الأطيان فيها كعوامل مساعدة ومنها تكوين الحوامض الأمينية وبلمرة الحوامض الأمينية. ولاحظ (Ferris, 1993: in Mac Clendon, 1999) تكوين (RNA) فوق معدن المونتموريلونايت (Montmorillonite). ازداد الاهتمام بالأطيان في هذا المجال بسبب الترتيب الفراغي لأسطح المعادن الطينية الذي يؤدي إلى سلوكها كعامل مساعد في تخليق المركبات العضوية. بعد تكوين الخلية البدائية وبميكانيكية وراثية لتخليق البروتين، يبدأ التطور الدارويني وبشكل تدريجي في آخر خلف (anecestor) مشترك.

10 ـ 4 الأدلة الجيولوجية:

يمكن الاستفادة من الأدلة الأحفورية في جانبين: الأول بخصوص نشأة الحياة والثاني يتعلق بطبيعة تلك الاحياء. إن أقدم الأحافير المكتشفة هي تلك العائدة إلى صوان الأبكس (apex chert) المنكشفة في غرب استراليا. وتتميز هذه الأحافير بكونها أحادية الخلية الفراغية (cellular) وببناء خيطي نحيف ويقدر عملها بحوالي (3.465) بليون سنة. ويشبه حجم وشكل العديد من هذه الأحافير بعض الأنواع المعاصرة من البكتريا (cyanobacteria). تؤكد الدراسات المجهرية للشرائح الرقيقة على انتماء هذه الأحافير إلى الصوان. وأمكن تمييز إحدى عشرة (texa) في الأحافير المكتشفة، غير أن بعضها يمثل أنواعاً متطورةً. ويلاحظ أيضاً وجود

أحافير مجهرية كروية الشكل، إلا أن تمييز منشئها العضوي غير ممكن.

من المعروف، أن الأحياء أحادية الخلية تسبق ظهور الأحياء الخيطية، غير أن الاكتشافات الأخيرة لا تؤيد وجود أحافير أقدم من تلك العائدة إلى صوان الأبكس (apex). ويترتب على هذا الاكتشاف والاكتشافات الأخرى للأحافير بعمر (archean) بأن عملية التركيب الضوئي كانت في الميدان خلال أو عند الزمن (3.465 بليون سنة).

أما الأدلة الأخرى بخصوص التوليد الحياتي المبكر للأوكسجين فهي بيانات محتوى نظير الكاربون (13) في مواد الكيروجين القديمة. إن أنزيم تثبيت (CO_2) في النباتات الخضراء، يقوم بفرز نظير الكاربون (13) في ثاني أوكسيد الكاربون. إن الكيروجين صوان الأبكس (apex) يحتوي على نسبة (δc_{13}) تتراوح ($25\% \pm$ إلى 25% –). وهذا يتفق مع النباتات الحالية. إن زيادة نسبة CO_2 في الغلاف الجوي البدائي يؤدي أيضاً إلى زيادة نسبة فرز نظير الكاربون (13). اهتمت الدراسات الحديثة بأقدم الصخور الرسوبية عمراً وهي تكوين «أسوا» (asua) المنكشفة في غرب كرنيلاند (greenland). وتشير بيانات التقويم الجيولوجي بأن عمر تتابعات هذه الصخور يصل إلى (33 ± 3772) مليون سنة. إن صخور تكوين أسوا (asua) هي صخور متحولة وليست رسوبية ولكنها تحتوي على الكاربون. وتشير البيانات التحليلية إلى وجود فرز لنظير الكاربون (13) وبشكل مشابه لما ذكر سابقاً.

أما الأدلة على غياب الأوكسجين في الغلاف الجوي البدائي، فيمكن ملاحظتها في البيرايت (pyrite) الرسوبية واليورانيات (uraninite) وكما ذكرنا ذلك في الفصل السابع. ويوجد الذائب من الحديد بشكل كاربونات أو كبريتات الحديدوز أو بشكل مركبات الحديديك الحامضية في مياه الينابيع الحارة تحت المحيطات، بينما تنحك (abraded) البيرايت واليورانيات في روافد أنظمة التصريف، في حين يترسب الحديد بسبب أكسدته إلى الحديديك وتكوين رواسب الحديد الحزامية (banded iron). إن التكوين المبكر (3.8 بليون سنة) للرواسب الأخيرة (الفصل الثامن) يدعم فكرة الخلق المبكر للكائنات الحية المولدة للأوكسجين الضرورية في تكوين رواسب الحديد الحزامية.

يبقى جانب مهم لم يتم التطرق إليه، ألا هو: أكسدة الكبريت. إن كانت بعض المكونات البدائية للحديد بشكل ترولايت وبيرايت، فإن إذابة الحديد تتطلب

أولاً أكسدة الكبريت إلى كبريتات. ويعتقد بأن كميات هائلة من الكبريتات قد ترسبت خلال الزمن (archean). وبهذه الملاحظات، فإن الأوكسجين في الغلاف الجوي في زمن (archean) لم يكن غائباً تماماً.

إن منشأ أحياء (eukaryotes) يقترن عادة بتراكم الأوكسجين في الغلاف الجوي، غير أن أوكسجين الغلاف الجوي ليس ضرورياً للأحياء البحرية التي تمتلك جهازاً تنفسياً. وبدلاً عن ذلك، فإن عمليات التركيب الضوئي للأحياء أحادية الخلية تؤدي محلياً إلى تكوين المياه الأوكسجينية. وبهذا فإن أنواعاً من أحياء (eukaryote & prokaryote) يمكن أن تتواجد وتتصاحب مع الأحياء أحادية الخلية وقبل تراكم الأوكسجين في الغلاف الجوي البدائي.

الجزء الرابع
PART FOUR
جيوكيمياء الصخور
Geochemistry of Rocks

الفصل الحادي عشر
Chapter Eleven

جيوكيمياء الصخور النارية
Geochemistry of Igneous Rocks

11 ـ 1 تمهيد :

لازمت الفعاليات النارية جميع مراحل التاريخ الجيولوجي للأرض، إذ سادت الفعاليات البركانية في الفترات المبكرة من عمر الأرض وأدت فيما بعد إلى تكوين القشرة الأرضية. واستمرت الفعاليات النارية الداخلية والخارجية خلال العصور الجيولوية الغابرة بدلالة المكاشف الواسعة للصخور الجرانيتية في مناطق الدروع القارية من ناحية، وانسياب كميات هائلة من الصهارات (Magma) على سطح الأرض والتي أدت بعد تبريدها إلى تبلور الصخور النارية بأشكال وتراكيب مختلفة. وتلاحظ حالياً الفعاليات النارية من خلال مراقبة ثورة البراكين المعاصرة وانسياب الصهارات من فوهاتها في أماكن متعددة من القشرة الأرضية. تتوزع البراكين المعاصرة بنمط يرتبط بشكل عام بالفعاليات الزلزالية التي تحدث في مناطق محددة من يابسة الأرض ومياهها.

إن أهم البراكين الفاعلة في الوقت الحاضر هي تلك الموجودة في إطاليا وأيسلندة واندونيسيا واليابان وروسيا وكواتيمالا وكولومبيا والمكسيك والأكوادور وزيلندة الجديدة والكاميرون وشيلي والولايات المتحدة الأمريكية ونيكاراكوا والسيلفادور وتنزانيا وتركيا وألاسكا والفليبين وغينيا الجديدة وكوستاريكا. كما يلاحظ وجود البراكين الفعالة في الجزر المحيطة مثل جزر الهند الغربية وهاواي وريونين وسنتماريا وأمبريم وجزر الآزور فضلاً عن البراكين الفعالة تحت مياه البحار.

تتدفق الصهارات (lava) من فوهات البراكين وتنساب على مساحات من سطح الأرض قد تصل إلى مئات الكيلومترات المربعة. وبعد تبريد وتبلور الدفق البركاني، يلاحظ وجود الفجوات على سطحه العلوي نتيجة هروب الغازات، كما يمكن تمييز التشققات الأفقية والعمودية الناتجة عن التبريد والانكماش. ويجب التذكر هنا بالصورة الشائعة والمعروفة «لأعمدة الشياطين» (devil's postpiles) لدفق صهارات البزالت في ولاية كاليفورنيا / الولايات المتحدة الأمريكية.

ما هو الصهير؟ ما هي صفاته الفيزيائية والكيميائية؟

11 ـ 2 الصهير الناري . . . منشؤه وصفاته وتبلوره:

يعرف الصهير الناري (magma) بأنه عبارة عن صخور سائلة بدرجات حرارة عالية (1300^0 C – 900^0 C) ويحتوي بشكل أساسي على منظومة سليكاتية متعددة المكونات علاوة على المتبخرات والغازات المذابة وأهمها الماء. يؤثر الأخير مع درجات الحرارة والمكونات الكيميائية على لزوجة الصهير. وبشكل عام تكون لزوجة الصهير القاعدي أقل من الصهير الحامضي بسبب احتواء الثاني على نسبة أعلى من السليكا التي لها القابلية على تكوين لدائن بشكل سلاسل طويلة من الوحدات الرباعية (SiO_4^{-4}). ويمكن ملاحظة اختلاف اللزوجة حقلياً وذلك من خلال مقارنة ارتفاع المخاريط البركانية (volcanic cones) حيث تكون مرتفعة في البراكين الحامضية مقارنة مع البراكين القاعدية.

يتكون الصهير الناري من الانصهار الكامل تقريباً لصخور سابقة تحتوي على معادن ذات درجات انصهار واطئة مثل صخور الطفل (shale) والجرانيت. وينشأ أيضاً الصهير الناري من الانصهار الجزئي (partial melting) لصخور تتوضع عادة في الأعماق حيث يستخلص سائل مكون من مواد ذات درجات انصهار واطئة ويتخلف عنها في نفس الوقت مواد صلبة ذات درجات انصهار عالية وكما هو الحال في توليد الصهارات البزالتية من الانصهار الجزئي لمواد الرداء العلوي وكما هو موضح في الفصل السادس من الكتاب الحالي. ويتولد عن الانصهار الكامل والانصهار الجزئي، حجم ضئيل من الصهير مقارنة بحجم الصخور المتعرضة للانصهار.

يشق الصهير الناري طريقة خلال القشرة الأرضية ليطفح على سطح الأرض ويتصلب مكوناً الصخور البركانية، أو يبقى الصهير الناري تحت سطح الأرض ويتصلب داخل القشرة الأرضية مكوناً الصخور الجوفية (plutonic). ويمكن دراسة

الصهارات البركانية بشكل مباشر لتحديد خواصها مثل: اللزوجة والتركيب الكيميائي ودرجة حرارتها ومعدلات تبريدها. . الخ. غير أن مكوناتها من المواد البخارية والغازية، فلا يمكن تقديرها وذلك بسبب الإضافات من المياه الجوفية وثاني أوكسيد الكاربون وأطوار الكبريت التي تحدث إلى الصهارات البركانية خلال صعودها مروراً بصخور القشرة وإلى سطح الأرض. أما بالنسبة للصهارات الجوفية، فلا يمكن دراستها بشكل مباشر، وأن جل معلوماتنا المتوفرة في هذا المجال، مستقاة من دراسة الصخور النارية الجوفية بعد حركة كتلها إلى الأعلى وانكشافها على سطح الأرض بفعل عوامل الدفع التكتوني و/أو تعرية الصخور الواقعة فوقها.

تتباين الصهارات النارية في صفاتها الفيزيائية والكيميائية والتي تؤدي بعد تبريد المنصهرات، إلى تصلب أنواع مختلفة من الصخور النارية. تنشأ الصخور النارية من صهارات مستقلة أو من صهارات متفاضلة (magma differentiate) عن صهير أولي (primary magma) بفعل عمليات التبلور التجزيئي عادة. وفي حالات نادرة، يمكن أن يحدث التفاضل بفعل ظاهرة عدم الامتزاج (immiscibility) لأجزاء من الصهارات متباينة التركيب. وتفسر الميكانيكية الأخيرة تكوين الصهارات الخاصة بمنشأ خامات أكاسيد الحديد ذات المنشأ الصهاري.

بالرغم من الاختلاف الواسع في التركيب الكيميائي، إلا أن معظم الصخور النارية تتكون من تركيب معدن بسيط يتمثل بالمعادن الآتية: أوليفين وفلدسبار وبيروكسين وامفيبول وبيوتايت وكوارتز ومعدن أو آخر من معاد الفلدسباثويد (feldspathoids) وأكاسيد الحديد ـ التيتانيوم. لا تتوفر هذه المعادن في الصخور النارية بشكل مزيج عديم الترتيب ولكن تظهر هذه المعادن بعلاقات محددة وبأنماط معينة. فمثلاً يلاحظ في الصخور النارية أزواج من معادن متنافرة (كوارتز ـ أوليفين وكوارتز ـ نفيلين) وأزواج من معادن متوافقة (الفلدسبار القلوي ـ كوارتز) في الصخور النارية الحامضية و(أوليفين ـ بيروكسين ـ بلاجوكليز غني بالكالسيوم) في الصخور النارية القاعدية.

إن السلوك التوافقي والتنافري لمعادن الصخور النارية، هو المحور المهم في الدراسات التجريبية لتبلور المنصهرات السليكاتية والتي بادر بها أولاً العالم باون «Bowen»، حيث أشار إلى أهمية هذا السلوك في نمو وتطور الصخور النارية من صهاراتها المختلفة. وأثبتت التجارب المختبرية لاحقاً بأن المعادن المتوافقة تتبلور في مديات متشابهة من درجات الحرارة بينما تتبلور المعادن المتنافرة عند درجات

حرارة مختلفة. وبشكل عام، فإن طبيعة المعادن المتبلورة من الصهارات المختلفة، تتحد بثلاثة عوامل وهي: التركيب الإجمالي للصهير ودرجة حرارته والضغط. ومن هنا تبرز بشكل واضح إمكانية تطبيق مفاهيم فرع الكيمياء الفيزيائية في تبلور المنصهرات الطبيعية منها والصناعية. إن العوامل الثلاثة المذكورة يمكن تمثيلها كمياً وذلك من خلال توظيف مفاهيم قاعدة الطور.

11 ـ 2 ـ 1 قاعدة الطور:

تنص هذه القاعدة على الآتي: في أية منظومة في حالة توازن، فإن عدد الأطوار (phase, P) زائداً عدد درجات الطلاقة أو التغاير (degree of freedom, F) يساوي عدد المكونات (componenets, C) زائداً إثنان وكما في المعادلة الآتية:

$$P + F = C + 2 \text{ .... } (11.1)$$

يعرف الطور بأنه أي جزء من المنظومة متجانس كيميائياً ويمكن فصله ميكانيكياً عن باقي الأجزاء الأخرى من المنظومة، بينما تعرف درجات الطلاقة أو التغايير بأنها تمثل عدد المتغيرات التي يجب تثبيتها لكي يتم تعريف المنظومة، أما المكونات، فهي أصغر عدداً من العناصر أو المركبات الكيميائية المستقلة والضرورية في التعبير عن أي تركيب في المنظومة.

إن المنظومات الجيولوجية بشكل عام، تتأثر بثلاثة عوامل أساسية وهي: تركيب المنظومة ودرجة حرارتها والضغط، غير أن التركيب هو صفة خاصة بالمنظومة المعينة وبالتالي فإن المنظومة الجيولوجية تتأثر بعاملين هما: درجة الحرارة والضغط، أي أنها ثنائية التغاير (bivariant system) ويمكن تمثيل هذه الحالة في المعادلة (11.1) وحسب الآتي:

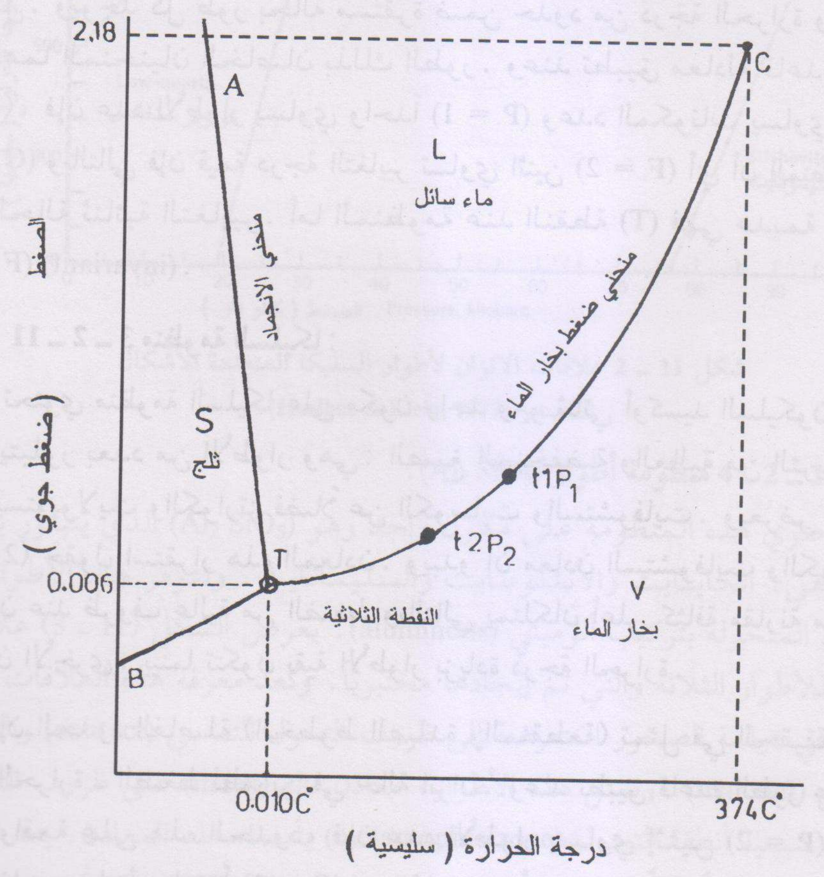
$$P = C \text{.............. } (11.2)$$

تمثل المعادلة (11.2) قاعدة الطور المعدنية الذي يعود فضل وضعها إلى العالم (Goldschmidt). وحسب هذه القاعدة فإن عدد الأطوار يساوي عدد المكونات. وهذا ينطبق بنجاح كبير في حالة الصخور النارية حيث تحتوي على حوالي عشرة مكونات (أكاسيد رئيسة) التي تتبلور بعشرة معادن رئيسة أيضاً. ولزيادة توضيح تطبيقات قاعدة الطور سنتطرق إلى الأمثلة الآتية:

11 ـ 2 ـ 2 منظومة الماء:

تحتوي منظومة الماء على مكون واحد وهو (H_2O) والذي يتوفر بثلاثة أطوار

هي : الصلب (الثلج) والسائل والغاز (بخار الماء). ويوضح الشكل (11 ـ 1) العلاقة بين الأطوار الثلاثة بتغير الحرارة والضغط. وعند تطبيق قاعدة الطور على منظومة الماء، فإن عدد المكونات يساوي واحداً (C = 1) وعدد الأطوار يساوي ثلاثة (P = 3) وبالتالي فإن قيمة درجة التغايير تساوي صفراً (F = 0). وهذا يعني بأن الأطوار الثلاثة (ثلج وسائل وبخار الماء) ويمكن أن توجد معاً في ظروف محددة من الضغط ودرجة الحرارة والموضحة بالنقطة (T) في الشكل (11 ـ 1). وعند النقطة (T) فإن الضغط يساوي (0.006) ضغط جوي ودرجة الحرارة تساوي (0.01^0 C). كما أن نفس النقطة (T) تمثل نقطة التقاء ثلاثة منحنيات وهي : منحنى تغاير درجة حرارة انصهار الثلج مع الضغط (S – L) ومنحنى تغاير درجة حرارة ـ ضغط تسامي الثلج إلى بخار الماء (S – V) ومنحنى تغاير درجة حرارة ـ ضغط تحول الماء السائل إلى بخار.



شكل 11 ـ 1 مخطط الضغط ـ درجة الحرارة لمنظومة الماء

(krauskopf, 1979)

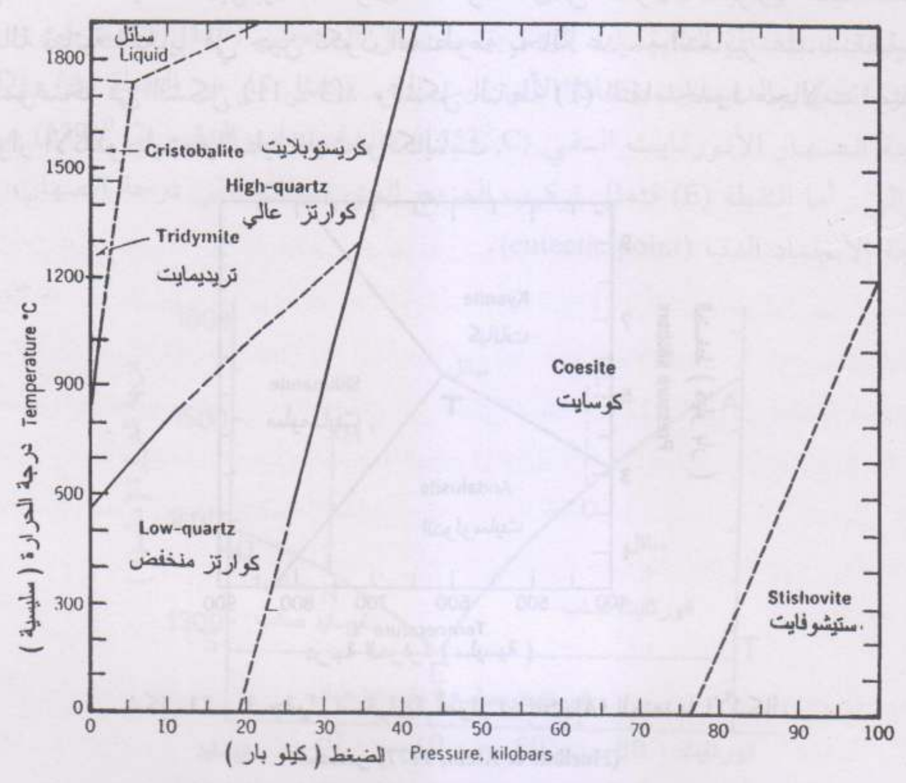
باستثناء النقطة (T)، فإن كل نقطة على أي منحنى من المنحنيات الثلاثة، تمثل تغاير درجة الحرارة ـ الضغط بين طورين في حالة توازن، وبمعنى آخر، عند أي نقطة على هذه المنحنيات، فإن عدد الأطوار يساوي إثنين ($p = 2$). وعند تطبيق عدد اطوار ($p = 2$) في معادلة قاعدة الطور (11.1) لمنظومة الماء الأحادية المكون ($C = 1$) فإن درجة التغاير تساوي واحداً ($F = 1$). وفي هذه الحالة تعد المنظومة أحادية التغاير. أي أن إبقاء حالة التوازن بين طورين يتطلب تغيير درجة الحرارة أو تغير الضغط وليس كليهما. فعند تغيير درجة الحرارة من t_1 إلى t_2 على المنحنى ($L - V$) فإن الضغط يجب أن يتغير من p_1 إلى p_2 كما أن التغيير في الضغط من p_1 إلى p_2 على نفس المنحنى ($L - V$) يؤدي إلى تغيير درجة الحرارة من t_1 إلى t_2 ولا يوجد بديل آخر لذلك. أما حقول أطوار الماء التي تفصلها المنحنيات الثلاثة، فتمثل تغاير درجة الحرارة ـ الضغط لاستقرار كل طور بشكل منفصل. ويوجد كل طور بحالة مستقرة ضمن حدود من درجة الحرارة والضغط يحددهما المنحنيان الخاصان بذلك الطور. وعند تطبيق معادلة قاعدة الطور (11.1)، فإن عدد الأطوار يساوي واحداً ($P = 1$) وعدد المكونات يساوي واحداً ($C = 1$) وبالتالي فإن قيمة درجة التغايير تساوي اثنين ($F = 2$) أي أن المنظومة في هذه الحالة ثنائية التغايير. أما المنظومة عند النقطة (T) فهي عديمة التغاير (invariant) ($F = 0$).

11 ـ 2 ـ 3 منظومة السليكا:

تحتوي منظومة السليكا على مكون واحد وهو ثنائي أوكسيد السليكون (SiO_2) الذي يتبلور بعدد من الأطوار وهي: الصيغ المنخفضة والعالية من التريدمايت والكريستوبولايت والكوارتز فضلاً عن الكوسايت والستشوفايت. ويعرض الشكل (11 ـ 2) حقول استقرار هذه المعادن. ويبدو أن معادن الستشوفايت والكوسايت يتكونان عند ظروف عالية من الضغط وبالتالي يمتلكان أعلى كثافة مقارنة مع باقي المعادن الأخرى. بينما تتكون بقية الأطوار بزيادة درجة الحرارة.

إن الحدود الفاصلة (الخطوط الصلدة والمنقطعة) تمثل في الحقيقة تغاير درجة الحرارة ـ الضغط لطورين في حالة اتزان. وعند تطبيق قاعدة الطور على أية نقطة واقعة على هذه الحدود، فإن عدد الأطوار يساوي إثنين ($P = 2$) وعدد المكونات يساوي واحداً ($C = 1$)، وهذا يعني أن عدد درجات التغاير يساوي واحداً ($F = 1$). أي أن المنظومة في هذه الحالة هي أحادية التغايرة. أما في حالة

النقاط الموجودة ضمن كل حقل من حقول الأطوار المنفصلة، فإن المنظومة في حالة ثنائية التغاير. بينما تكون المنظومة عند النقطة (T) في حالة عديمة التغاير.



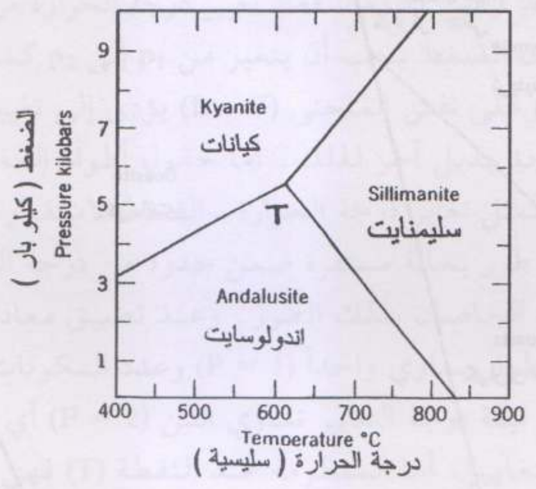
شكل 11 ـ 2 علاقات الاتزان لأطوار السليكا المتعددة الأشكال

المصدر (Hurlbut & Klein, 1977)

11 ـ 2 ـ 4 منظومة أطوار ($Al_2 SiO_5$):

تحتوي هذه المنظومة على مكون واحد وهو ($Al_2 SiO_5$) الذي يتبلور بثلاثة أطوار وهي: الكاينايت والأندلوسايت والسليمانايت. وتتوفر هذه الأطوار في الصخور المتحولة بتركيب ألوميني (aluminous). يعرض الشكل (11 ـ 3) علاقات التوازن للأطوار الثلاثة والتي تم إيجادها مختبرياً. وتعد معرفة هذه العلاقات بالغة الأهمية في دراسة الصخور المتعرضة إلى ظروف التحول التماسي (contact) والتحول الإقليمي (regional). وتمثل هذه الأطوار، معادن دالة (index) على ظروف التحول مما أدى تسمية أنطقة التحول (metamophic zone) بأسماء هذه المعادن. يعد معدن السليمانايت طوراً دالاً على درجة حرارة التحول من ($620K_0$ C وأكثر)، بينما بدل معدن الكاينايت على أدنى ضغط للتحول بحدود (3 kilobars).

إن الحدود الفاصلة بين حقول استقرار الأطوار الثلاثة منفصلة، تمثل تغاير درجة الحرارة ـ الضغط لطورين في حالة اتزان. وتكون المنظومة عند هذه الحدود في حالة أحادية التغاير بينما تكون المنظومة ضمن حقول استقرارية هذه الأطوار بحالة ثنائية التغاير في حين تكون المنظومة بحالة عديمة التغايير عند النقطة (T) والموضحة في الشكل (11 ـ 3). وتشكل النقطة (T) التقاء حدود مجالات استقرار أطوار الاندلوسايت والسليمانايت والكاينايت.



شكل 11 ـ 3 حقول استقرارية أطوار ($Al_2 SiO_5$) المتعددة الأشكال

المصدر (Hurlbut & Klein, 1977)

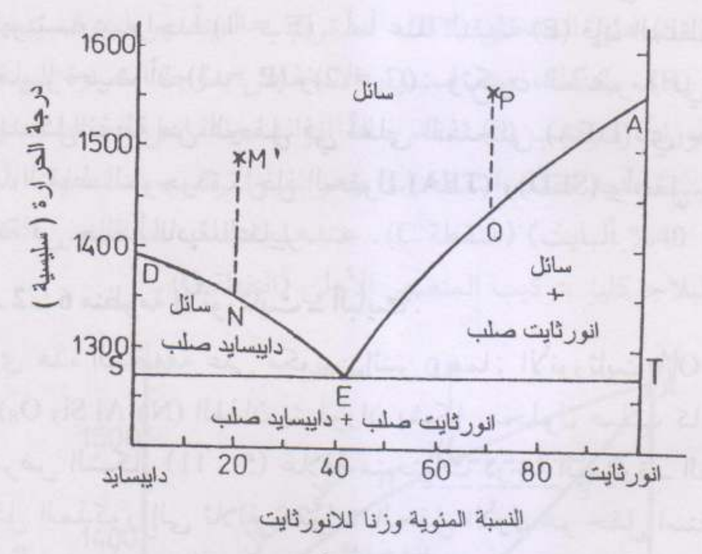
11 ـ 2 ـ 5 منظومة الأنورثايت ـ دايبسايد:

تحتوي هذه المنظومة كما هو واضح في العنوان، على مكونين إثنين وهما معدن الأنورثايت ($Ca Mg Si_2 O_6$) ومعدن الدايبسايد ($Ca Al_2 SiO_8$). وبهذا فإن قيمة (C) في معادلة قاعدة الطور (11.1) تساوي إثنين ($C = 2$). وتمت دراسة هذه المنظومة تحت ظروف الضغط الجوي. وبذلك فإن المعادلة (11.1) تصبح كالآتي:

$P + F = C + 1$............... (11.3)

يعرض الشكل (11 ـ 4) سلوك منصهر هذه المنظومة بانخفاض درجة الحرارة. وينقسم الشكل المذكور إلى عدة حقول نتيجة وجود منحنيات علاقة درجة الحرارة ـ التركيب للأطوار المتوازنة في المنظومة. إن الحقل الذي يقع أسفل النقطة (E) يمثل حقل استقرار مزيج من معدني الأنورثايت والدايبسايد في الحالة الصلبة. أما الحقل (TEA) والحقل (SED) فيمثلان ظروف وجود منصهر مع كل

من الأنورثايت والدايبسايد الصلب على التوالي. في حين يمثل الحقل في أعلى المنحنى (DEA) ظروف وجود مزيج من الدايبسايد والأنورثايت في الحالة المنصهرة. وعليه فإن المنحنى (EA) يمثل التغيير في درجة حرارة انصهار الأنورثايت بإضافة الدايبسايد إليه، بينما يمثل المنحنى (DE) التغيير في درجة حرارة انصهار الدايبسايد بإضافة الأنورثايت إليه. وتمثل كل من النقطة (A) و(D)، درجة انصهار الأنورثايت النقي (1553^0 C) والدايبسايد النقي (1391^0 C) على التوالي. أما النقطة (E) فتمثل تركيب المزيج الذي يمتلك أدنى درجة انصهار، أي درجة الانجماد الدنيا (eutectic point).



شكل 11 ـ 4 منظومة الأنورثايت ـ دايبسايد

موضع تغاير درجة الحرارة ـ التركيب وتحت ظروف الضغط الجوي الاعتيادي (atm)

المصدر (Krauskoph, 1979)

بهدف توضيح منظومة الأنورثايت ـ دايبسايد (الشكل 11 ـ 4)، نأخذ مثلاً النقطة (M) التي تمثل منهصراً لمزيج من الأنورثايت (20%) والدايبسايد (80%). إن انخفاض درجة الحرارة لا تؤدي إلى تغيير في المنصهر لغاية (1350^0 C) أي النقطة (N). عند هذه النقطة يبدأ الدايبسايد بالتبلور وتنفصل بلوراته من المنصهر بشكل مستمر مما يؤدي إلى تغيير في تركيب المنصهر باتجاه النقطة (E) حيث يصبح غنياً بالأنورثايت. وعند الوصول إلى النقطة (E) يبدأ الأنورثايت بالتبلور مع الدايبسايد وتبقى درجة الحرارة ثابتة إلى أن يستهلك كامل الصهير. إن الحال الموصوف سابقاً ينطبق أيضاً على النقطة (P) التي تمثل منهصراً لمزيج من

الأنـورثـايـت (70%) والدايبساید (30%). وبانخفاض درجة الحرارة حتى النقطة (Q) (C 1440^0 ~)، عندها يبدأ الأنورثايت بالتبلور، وبالانفصال المستمر لبلوراته من الصهير، يتغير تركيب المنصهر المتبقي باتجاه النقطة (E) على طول المنحنى (EA). وعند النقطة (E) يبدأ الدايبسايد بالتبلور مع تبلور الأنورثايت وإلى أن يستنفد المنصهر بالكامل.

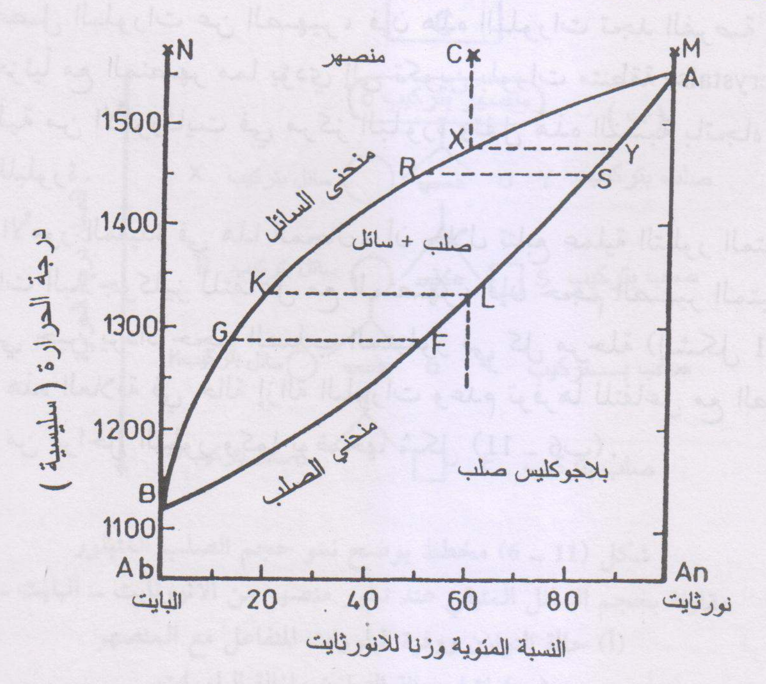
إن تطبيق قاعدة الطور (المعادلة 11.3) تظهر بأن المنظومة في حالة أحادية التغايير عند كل نقطة على المنحنى (Ea) و(DE) وذلك بسبب أن عدد الأطوار يساوي إثنين (P = 2) وأن عدد المكونات يساوي إثنين (C = 2) وبالتالي فإن عدد درجة التغاير تساوي واحداً (F = 1). أما عند النقطة (E) فإن المنظومة في حالة عديمة التغايير حيث أن (P = 3) و(C = 2). وتكون المنظومة في حالة ثنائية التغايير عند كل نقطة من الحقل في أعلى المنحنى (DEA) أي حقل استقرار السائل. أما النقاط الموجودة داخل الحقول (TEA) و(SED) وأسفل الخط (SET) فإن المنظومة في حالة أحادية التغايير.

11 ـ 2 ـ 6 منظومة الأنورثايت ـ ألبايت:

تحتوي هذه المنظومة على مكونين إثنين وهما: الأنورثايت ($Ca\ Al_2\ Si_2\ O_8$) والألبايت ($Na\ Al\ Si_3\ O_8$) اللذان يتبلوران بشكل محلول صلب كامل الامتزاج تماماً. ويعرض الشكل (11 ـ 5) علاقة منحنيات درجة الحرارة ـ الضغط والتي تقسم الشكل المذكور إلى ثلاثة حقول: الحقل الأول هو حقل استقرار منصهر مزيج المعدنين في أعلى المنحنى (BKA) أي منحنى السائل (liquidus curre). والحقل الثاني هو حقل استقرار البلاجوكليز الصلب (أنورثايت + البايت) كامل الامتزاج والذي يقع أسفل منحني الصلب (BLA) (solidus curve). أما الحقل المحصور بين المنحنيين (BKM) في الأعلى و(BLA) في الأسفل، فيمثل حالة التوازن للمنصهر مع بلورات البلاجوكيلز في الدرجات الحرارية المختلفة. أما النقطتان (A) و(B) فتمثلان درجة حرارة انصهار كل من معدني الأنورثايت (1553^0 C) والألبايت (C 1118^0) على التوالي.

يهدف توضيح منظومة الأنورثايت ـ ألبايت، نأخذ مثلاً منصهراً بتركيب (60%) أنورثايت و(40%) ألبايت (النقطة C)، وبانخفاض درجة الحرارة، فإن هذا المنصهر يبقى جميعه بالحالة السائلة حتى تصل درجة حرارته حوالي (C 1470^0) الممثلة بالنقطة (X) على منحنى السائل. عند هذه النقطة تنفصل بلورات صلبة من

الصهير وبتركيب يتحدد بالنقطة (Y) التي تمثل نقطة تقاطع الخط (X – Y) المرسوم من النقطة (X) وبشكل مواز لخط التركيب الأفقي (Ab – An) مع المنحنى (BYA). وفي هذه الحالة يكون تركيب البلورات ($An_{87}\,Ab_{13}$). وهذا التركيب يشير اغتناء الصلب بالأنورثايت مقارنة مع تركيب المنصهر الأولي (النقطة C)، مما يؤدي إلى اغتناء السائل المتبقي بالألبايت. تبقى حالة التوازن بين البلورات المنفصلة والمنصهر المتبقي بثبات درجة الحرارة عند قيمة (1470^0 C). أما في حالة خفض درجة الحرارة إلى (1450^0 C) فإن البلورات المنفصلة سابقاً لا تبقى مستقرة وبالتالي تفقد حالة توازنها مع المنصهر مما يجعلها تتفاعل معه وتكون بلورات جديدة بتركيب تحدده النقطة (S) على المنحنى (BY). أما تركيب المنصهر فسوف يتحدد في هذه الحالة بالنقطة (R). وهكذا، ومع استمرار الانخفاض بدرجة الحرارة إلى مثلاً (1330^0 C)، فإن البلورات بتركيب (S) تفقد حالة اتزانها وتتفاعل مع المنصهر ويتكون بلورات بتركيب جديد تمثله النقطة (L) وهو نفس تركيب المنصهر الأولي (60% أنورثايت + 40% ألبايت) (النقطة C). عندها يتصلب المنصهر بالكامل مكوناً بلورات من البلاجوكليز بتركيب المنصهر الأولي (النقطة C).



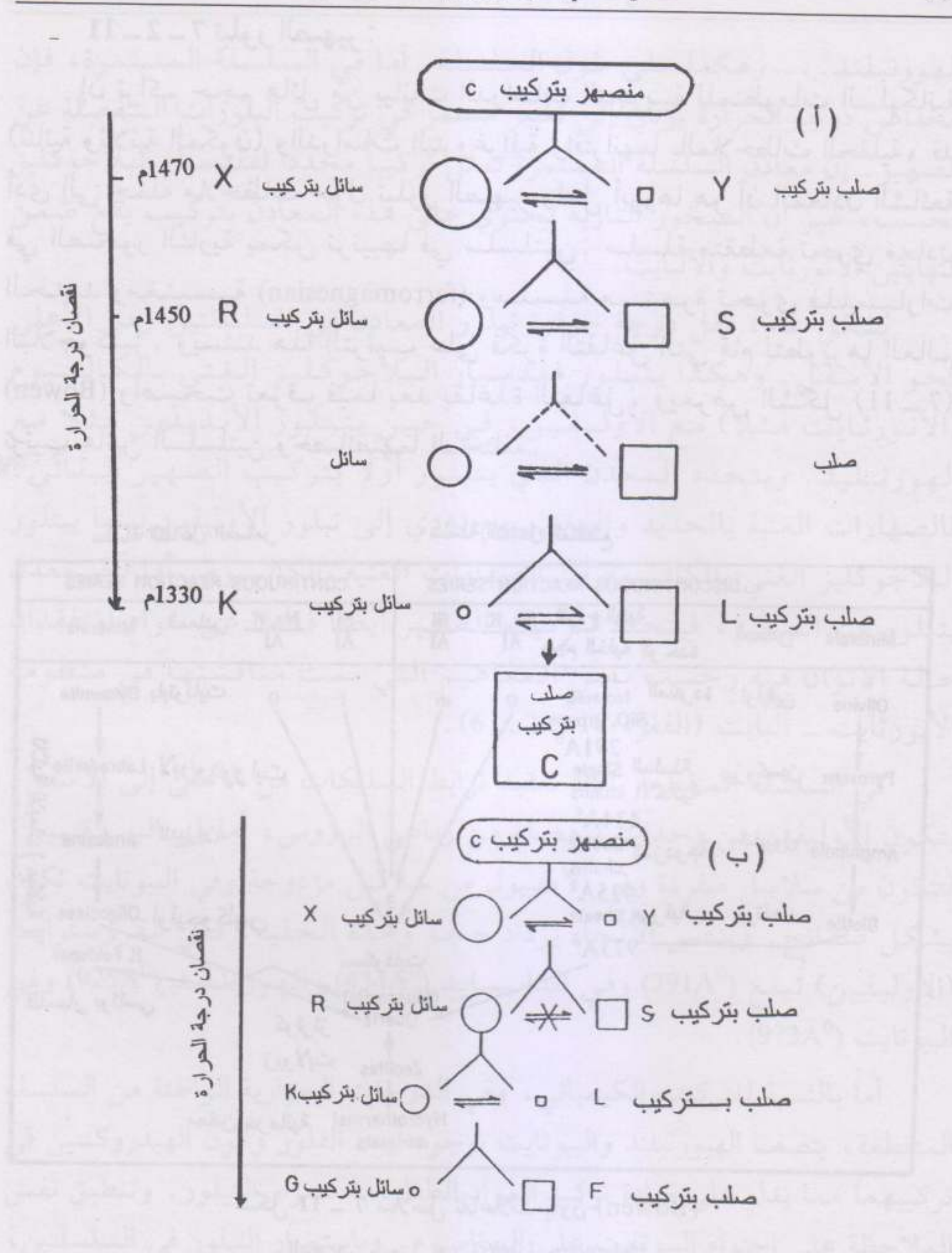
شكل 11 ـ 5 منظومة الأنورثايت ـ ألبايت

وعلاقة تغاير درجة الحرارة ـ التركيب عند ظروف ضغط جوي واحد

المصدر (Krauskopf, 1979)

غالباً ما تفقد حالة التوازن بين البلورات المتكونة والمنصهر في البيئات النارية. ويحصل هذا بسبب مثلاً التبريد السريع والاستقرار الجذبي للبلورات المنفصلة خلال مرحلة أو أخرى من مراحل التبلور. ففي حالة مثلاً فقدان التوازن لبلورات البلاجوكليز المتكونة عند درجة حرارة (1470^0 C) المتمثلة بالنقطة (S)، أي أنها غير متوفرة للتفاعل مع الصهير، فإن الصهير بتركيب (R) سوف يسلك مسار تبلور كما لو كان صهيراً أولي. ولكن بتركيب جديد مختلف عن تركيب الصهير الممثل بالنقطة (C). وفي هذه الحالة نجد أن تركيب بلورات البلاجوكليز النهائية لا يتحدد بالنقطة (L) كما هو الحال سابقاً، ولكن يتحدد بالنقطة (F) والذي يحوي نسبة من الألبايت أعلى مما هو في التركيب المحدد بالنقطة (L). وباستمرار فصل البلورات عن المنصهر فإن تركيب بلورات البلاجوكليز المتكونة في المرحلة النهائية سوف يزحف على المنحنى (F ـ B) باتجاه يقع أسفل النقطة (F). وقد يحدث أن يتبلور الألبايت النقي من منصهرات أولية غنية بالأنورثايت. ويؤدي هذا المفهوم أي فصل البلورات عن المنصهر، إلى تراكم بلورات من البلاجوكليز غنية بالأنورثايت في أسفل الخزان وبالألبايت في أعلى الخزان. وفي حالة المعدلات البطيئة لفصل البلورات عن الصهير، فإن هذه البلورات تجد الفرصة السانحة للتفاعل جزئياً مع المنصهر مما يؤدي إلى تكوين بلورات متنطقة (zoned crystals) بنسبة عالية من الأنورثايت في مركز البلورة وتقل هذه النسبة باتجاه الأنطقة الخارجية للبلورة.

من الأمور المفيدة في هذا المجال، أن خلال تتابع عملية التبلور المتوازن أي توفر بلورات البلاجوكليز للتفاعل مع المنصهر، فإن حجم الصهير المتبقي يقل تدريجياً في حين يزداد حجم الصلب المتبلور في كل مرحلة (الشكل 11 ـ 6). وتضطرب هذه العلاقة في حالة إزالة البلورات وعدم توفرها للتفاعل مع الصهير في أي مرحلة من مراحل التبلور وكما يوضحها شكل (11 ـ 6ب).



شكل (11 ـ 6) مخطط يوضح نمو حجم الصلب المتبلور
مقارنة بحجم السائل المتبقي عند تبلور منصهر من الأنورثايت ـ ألبايت ـ
(أ) حالة التوازن ووفرة البلورات للتفاعل مع المنصهر
و(ب) فشل حالة التوازن وإزالة البلورات
عن المنصهر وعدم تفاعلهما معه

المصدر الدباغ، 1990

11 ـ 2 ـ 7 تبلور الصهير:

إن تراكم حجم هائل من بيانات الدراسات التجريبية للمنظومات السليكانية (ثنائية وثلاثية المكون) والدراسات البتروغرافية واقترانهما بالملاحظات الحقلية، قد أدى إلى جملة ملاحظات حول تبلور الصهير ولعل أبرزها هو أن المعادن الشائعة في الصخور النارية يمكن ترتيبها في سلسلتين: سلسلة متقطعة تحوي معادن الحديد ومغنيسية (ferromagnesian) وسلسلة مستمرة تحوي فلدسبارات البلاجوكليز. ويستند هذا الترتيب على فكرة التفاعل التي قام بتطويرها العالم (Bowen) وأصبحت تعرف فيما بعد بقاعدة التفاعل. ويعرض الشكل (11 ـ 7) ترتيب هاتين السلسلتين وخصائصهما المختلفة.

سلسلة التفاعل المتقطع — سلسلة التفاعل المستمر

DISCONTINUOUS REACTION SERIES — CONTINUOUS REACTION SERIES

Minerals | المعادن | انواع البنية / حجم الخلية الوحدة | Na, K / Al | Si / Al || Si / Al | Na, K / Al | المعادن | Minerals

Olivine اوليفين — المنفردة Isolated SiO_4 groups — 291A° — 0 — ∞ || 1 — 0 — بابتونايت Bytownite

Pyroxene بيروكسين — السلسلة الاحادية Single chains — 434A° || لابرودورايت Labradorite

Amphibole امفيبول — المزدوجة Double chains — 925A° || انديزين Andesine

Biotite بيوتايت — الورقية Sheets — 973A° || اوليجوكليس Oligoclase

3 — 1

K Feldspar فلدسبار بوتاسي

مسكوفايت (Muscovite)

Quartz كوارتز

Zeolites زيولايت

Hydrothermal minerals معادن حرمائية

ثلاثية الأبعاد (ميكلية)

شكل 11 ـ 7 سلاسل تفاعلات باون (Bowen)

المصدر محور عن (Mason, 1966)

تضم السلسلة المقطعة عدداً من المعادن التي تتبلور عند درجة حرارة معينة أو في مدى محدود من درجات الحرارة، لكنها تتفاعل مع الصهير في حالة انخفاض درجات الحرارة أو ارتفاعها عن حدود حرارة تبلورها. فمثلاً: تتفاعل بلورات الأوليفين بانخفاض درجة الحرارة عن حدود حرارة تبلوره مما يؤدي إلى تكوين بلورات البيروكسين وهذه بدورها تتفاعل مع الصهير لتكوين بلورات

الهورنبلند. . . وهكذا على طول السلسلة. أما في السلسلة المستمرة، فإن انخفاض درجة الحرارة يؤدي إلى تغيير مستمر في تركيب البلورات المنفصلة عن الصهير. إن معادن السلسلة المستمرة تمثل تركيباً محدداً لفلدسبار البلاجوكليز فحسب، غير أن الصخور النارية تحتوي على هذه المعادن بتركيب يقع ضمن النهايتين الأنورثايت والألبايت.

بشكل عام، تقل درجة حرارة تبلور المعادن في السلسلتين ومن الأعلى نحو الأسفل. وهكذا يتبلور فلدسبار البلاجوكليز الغني بالكالسيوم (الأنورثايت مثلاً) مع الأوليفين، في حين يتبلور الأنديذين مثلاً مع الهورنبليد. ويتحدد المعدن الذي يتبلور أولاً بتركيب الصهير البدائي. فالصهارات الغنية بالحديد والمغنيسيوم تؤدي إلى تبلور الأوليفين بينما يبتلور البلاجوكليز الغني بالكالسيوم من الصهارات الغنية بالكالسيوم. أما آخر معدن يتبلور من الصهير، فيتحدد بتركيب الصهير أيضاً فضلاً عن سواد أو فقدان حالة الاتزان فيه وحسب نفس المفاهيم التي تمت مناقشتها في منظومة الأنورثايت ـ ألبايت (الفقرة 11 ـ 2 ـ 6).

في السلسلة المتقطعة يزداد تعقيد ترابط السليكات من الأعلى إلى الأسفل. يتكون الأوليفين من وحدات منفصلة من رباعي الرؤوس، أما في البيروكسين، فتتكون من سلاسل منفردة وفي الأمفيبول من سلاسل مزدوجة وفي البيوتايت تكون بشكل صفائح. وبنفس الاتجاه يزداد حجم وحدة الخلية. ففي الفروسترايت (الأوليفين) تبلغ ($291A^0$) وفي الدايبسايد ($434A^0$) والهوربللند ($925A^0$) وفي البيوتايت ($973A^0$).

أما بالنسبة للتركيب الكيميائي، وفي الدرجات الحرارية الواطئة من السلسلة المتقطعة، يتصف الهيورنبلند والبيوتايت بوجود أيون الفلور وأيون الهيدروكسين في تركيبهما مما يدل على زيادة تركيز المواد الطيارة باستمرار التبلور. وتنطبق نفس الملاحظة على احتواء البيوتايت على البوتاسيوم. وباستمرار التبلور في السلسلتين، يزداد إحلال الألمنيوم محل السليكون في السلسلة المتقطعة وكما هو الحال في المدى المحدود في البيروكسين ليصل إلى $(\frac{1}{3})$ في البيوتايت. في حين تقل نسبة الاحلال من $(\frac{1}{3})$ في الأنورثايت لتصل إلى $(\frac{1}{1})$ في الألبايت ضمن السلسلة المستمرة. وتزداد نسبة $(\frac{Na + K}{Al})$ من (الصفر) في الأوليفين والأنورثايت إلى في البيوتايت والألبايت. وبسبب اغتناء الأوليفين المتبلور مبكراً بالمغنيسيوم واغتناء

فلدسبار البلاجوكليز المبكر بالكالسيوم فإن سلاسل تفاعلات باون توفر تفسيراً للازدياد التدريجي في نسب ($\frac{Fe}{Mg}$) و ($\frac{Si}{Ca}$) في الصخور الناتجة عن التبلور التفاضلي لصهير أولي قاعدي.

أما من ناحية التركيب المعدني، فإن كل معدن في السلسلة المتقطعة في حقيقته يمثل مجموعة معدنية تظهر محلولاً صلباً. فالأوليفين مثلاً يمثل مجموعة معدنية تركيبها بين نهايتي الفورسترايت ($Mg_2 SiO_4$) والفايلايت ($Fe_2 SiO_4$). ويتبلور الفلدسبار البوتاسي من الصهارات المتعرضة إلى درجات عالية من التفاضل التجزيئي مما تؤدي إلى اغتناء السائل المتبقي بالبوتاسيوم فضلاً عن السليكا. ولا يشترط تكوين فلدسبار البوتاسيوم أو المسكوفايت من تفاعل معادن سابقة مع الصهير.

11 ـ 3 أنواع الصهارات :

تشير المراجع العلمية إلى وجود رأيين اثنين في هذا المجال: الأول يؤيد فكرة توسيع وتنقيح المواصفات الأصلية التي وضعت للتمييز بين المنصهر البزالتي والثوليني وذلك لكي تتسع للأنواع الجديدة من المنصهرات. أما الرأي الثاني فيؤيد فكرة وجود أنواع أخرى من الصهارات البدائية غير الصهارات البزالتية والثوليتية. وبسبب هذه الاختلافات في الرأي، تركزت البحوث الصخرية والجيوكيميائية خلال السنوات الماضية على تحديد خواص الصهارات البدائية ومنشئها وتطورها. ومهما يكن من أمر هذا الموضوع، فإنه من المفيد إعطاء نبذة مختصرة عن الأنواع الشائعة من الصهارات النارية وكالآتي:

11 ـ 3 ـ 1 الصهارات البزالتية :

إن أفضل موقع لهذه الصهارات هي الصخور التي تشكل سلاسل جزر هواي في وسط المحيط الهادي، حيث أشارت الدراسات الجيوكيميائية إلى أن هذه الصخور قد تكونت من نوعين من الصهارات: الثووليتية والقلوية. ونشأت عن هذه الصهارات وبفعل تبلورها التجزيئي، صهارات أخرى أدت إلى تكوين صخور نارية تمتاز باحتوائها على نسب عالية من أكاسيد السليكا والصوديوم والبوتاسيوم، ونسب أقل من أكاسيد المغنيسيوم والكالسيوم بالمقارنة مع الصهارات البدائية. وتشمل هذه الصخور: التراكايت (trachyte) والرايولايت (rhyolite). إن البيانات الصخارية والجيوكيميائية والجيوفيزيائية تدل على أن مصدر صهارات هذه الصخور هو الرداء العلوي.

11 ـ 3 ـ 2 الصهارات الأنديزاتية:

اشتق اسم هذه الصهارات نسبة إلى جبال الأنديز التي تشكل سلاسل جبلية عظيمة الامتداد وتقع على طول الحافات الغربية من قارة أمريكا الجنوبية. ونشأت هذه الجبال نتيجة الفعاليات التكتونية الألبية (alpine) لتكوين الجبال. وتكون هذه المنصهرات من انصهار صخور الغلاف الصخري المحيطي الغائر تحت أسفل القشرة القارية خلال ارتطام الصفيح المحيطي مع الصفيح القاري. ورافق الفعاليات التكتونية هذه، انسياب صهارات بركانية كونت فيما بعد صخور جبال الأنديز. تمتاز هذه الصخور باحتوائها على نسب أعلى من أكاسيد الصوديوم والألمنيوم والسليكون ونسب أقل من CaO_2 MgO.

11 ـ 3 ـ 3 الصهارات الجرانيتية:

المقصود بها هي تلك الصهارات المسؤولة عن تكوين الأجسام الجرانيتية التي تظهر كل الخصائص البنائية والنسيجية بأنها قد نشأت عن تبلور صهير ناري. ويعتقد بأن مثل هذه المنصهرات قد تكونت بفعل الانصهار الجزئي لصخور القشرة الأرضية. وأثبتت الدراسات التجريبية إمكانية انفصال منصهرات جرانيتية (منصهرات غنية بالسليكا والصوديوم والبوتاسيوم) عند درجات حرارية تصل إلى (800^0 C) ومن صخور رسوبية أو متحولة أو نارية موجودة على أعماق تقترب من حوالي (30 km). ومما يساعد على خفض درجة الانصهار الجزئي لمثل هذه الصخور، احتواؤها على نسب عالية من الماء المتحد أو الطليق. وبعد تكون المنصهرات هذه، فإنها تندفع إلى الأعلى ربما بسبب الفعاليات التكتونية، لتستقر في خزان عميق نسبياً حيث يجري التبلور بمعادلات بطيئة لتكون بالتالي الأجسام الجرانيتية. وأثبتت الدراسات بأن معظم هذه المنصهرات تتصلد قبل أن ترتفع إلى أعماق أقل من (5 ـ 8) كيلومتر.

11 ـ 3 ـ 4 الصهارات الفوق قاعدية:

تناقش حالياً الصخور الناتجة عن الصهارات فوق القاعدية ضمن إطار نظرية تكتونية الصفيح (plate tectonic). إن معظم الصخور الفوق قاعدية الموجودة في أنطقة الجبال المتكونة بفعل الحركات الألبية، تمثل كتلاً صخرية منشؤها الرداء العلوي، والتي اندفعت فوق القشرة نتيجة تصادم صفيحين متحركين باتجاهين متعاكسين وكما هو موضح في الفصل السادس من الكتاب الحالي.

11 ـ 4 التركيب المعدني وتصنيف الصخور النارية:

إن المعادن الأساسية في الصخور النارية تتحد بعدد لا يتجاوز عشرة معادن (الفقرة 11 ـ 2 ـ 1). وقسم من هذه المعادن يشكل الجزء الأعظم من حجم الصخرة والقسم

الآخر يوجد بكميات ثانوية وضئيلة. أما المعادن الأكثر شيوعاً، فهي تلك التي تعود إلى المجاميع السبعة للمعادن الرئيسة: السليكا والفلدسبار والأوليفين والبيروكسين والامفيبول والمايكا والفلدسباثويد. ويعبر عن التركيب المعدني بالتركيب المودي (mode) الذي يمثل النسبة المئوية وزناً للمعادن المكونة للصخور النارية. أو يعبر عن التركيب المعدني أيضاً بالتركيب النورمي (normative) الذي يمثل النسبة المئوية وزناً للأطوار المعدنية المثالية المحسوبة بالاعتماد على بيانات التحليل الكيميائي للصخور النارية. وتعرض بيانات التركيب النورمى عادة بدلالة الأطوار المثالية الآتية: الكوارتز (Q) أورثوكليز (Or) وألبايت (Ab) وأنورثايت (An) ونفيلين (Ne) ودايبسايد (Di) وهيبرسشين (Hy) وأوليفين (Ol) وماكنتايت (Mt) وهيماتايت (Hm) وإلمنايت (Il) وأباتايت (Ap) وكما في الأمثلة الموضحة في الجدول (11 ـ 1). في التركيب النورمي، لا يتوافق كل من الأوليفين والنفيلن مع الكوارتز. ولا يتوافق أيضاً النفيلين مع الهيبرسشين. والصخور التي تحتوي تراكيبها النورمية على الكوارتز مشبعة في السليكا، أما التي تحتوي على الأوليفين فتكون تحت مشبعة بالسليكا.

يعتمد تصنيف الصخور النارية على التركيب الكيميائي (محتوى السليكا) والتركيب المعدني والنسيج. فبالنسبة للتركيب الكيميائي، تحتوي مجموعة الصخور القاعدية على نسب واطئة من (SiO_2) وتتكون من المعادن الداكنة: الأوليفين والبيروكسين، وكميات أقل من فلدسبار البلاجوكليز الغني بالكالسيوم. أما الصخور الحامضية، فتحتوي على نسبة عالية من (SiO_2) وتتكون من المعادن الفاتحة اللون: الكوارتز والفلدسبار القلوية. وبين هذين الصنفين من الصخور النارية تقع الصخور الوسطية في محتواها من (SiO_2) وكذلك من المعادن الداكنة والفاتحة اللون. وتمتاز الصخور البركانية بنسيجها الناعم، غير أن بعضاً منها تظهر النسيج البورفيري (porphyritic) حيث توجد بلورات كبيرة الحجم مدفونة في أرضية ناعمة. وهذا النسيج ناتج عن التبلور البطيء للبلورات المبكرة (phenocrysts) التي تنشأ عن التبلور البطيء في الأعماق وقبل انسياب الصهير على السطح. كما تحتوي الصخور البركانية على تراكيب تتمثل بالفراغات البيضوية أو الكروية لفقاعات غازية متجمدة خلال تبلور الصهير. أما الصخور البلوتونية، فتتصف بكون حبيبات معادنها كبيرة ومتجانسة في حجومها وأن التبلور البطيء للكتل الصخرية العميقة بعد تصلبها يؤدي إلى تكوين أنسجة مجهرية مثل برثايت (perthite) والأنتي بيرثايت (anti - perthite) والميرمكايت (myrmikite). كما تؤدي المعدلات البطيئة من التبريد إلى تكوين معادن مائية مثل المايكا والهورنبلند بوفرة أكبر من الصخور البركانية. وسبب ذلك هو احتفاظ

الصهارات تحت الأعماق على نسبة عالية من الماء نتيجة الضغط العالي المسلط عليها مقارنة مع المنصهرات البركانية التي تتبلور تحت ظروف الضغط الواطئ.

جدول 11 ـ 1 التراكيب الكيميائية
والمعدنية النورمية لمجموعة من الصخور النارية

الأوكسيد%	وزناً1	2	3	4
SiO_2	42.86	50.02	60.31	72.80
TiO_2	2.94	2.23	1.02	0.46
$Al_2 O_3$	11.46	15.05	17.53	13.12
$Fe_2 O_3$	3.34	3.77	3.30	1.32
FeO	9.03	7.37	3.85	1.62
MnO	0.13	0.17	0.16	0.04
MgO	13.61	7.01	2.59	0.60
CaO	11.24	10.17	5.97	2.20
$Na_2 O$	3.02	3.05	3.20	3.63
$K_2 O$	0.93	0.33	1.20	3.71
H_2O	0.56	1.65	0.90	0.24
$P_2 O_5$	0.52	0.27	0.14	0.04
أخرى	0.30	–	–	0.06
Q	–	6.30	19.50	10.02
Or	5.56	1.67	7.12	18.35
Ab	5.76	17.29	27.04	32.49
An	15.92	31.14	28.72	15.29
Ne	10.51	–	–	–
Di	29.43	13.84	0.86	6.45
Hy	–	17.72	9.01	8.64
Ol	20.79	–	–	–
Mt	4.87	5.57	4.78	4.41
Il	5.62	4.26	1.93	1.98
Ap	1.34	0.67	0.34	0.67

1 ـ لافا تحت مشبعة من عائلة النفلينات. 2 ـ بزالت فوق مشبع (ثووليتي).

3 ـ انذرايت بيروكسيني. 4 ـ كرانودايورايت.

المصدر (Verhoogen etal, 1970)

بالرغم من بساطة وسهولة التمييز بين الخواص المذكورة سابقاً، إلا أن الدباغ (1990) يرى بأن تصنيف الصخور النارية على أساس الجدول (11 ـ 2) يفي لأغراض اختصاص الجيوكيمياء. أما التفاصيل الأكثر خصوصية فيمكن التعرف عليها بالرجوع إلى الكتب المختصة بالصخور النارية.

جدول 11 ـ 2 تصنيف الصخور النارية

تركيب حامضي				تركيب قاعدي
45% Sio_2		—		75% SiO_2
رايولايت	دايت	أنديزايت		بزالت
(كوارتز + فلسبارقلوي + فلسبارالصوديوم)	(بلاجوكرس وسطي + هورنبلند	+ بيروكسين		(بلاجوكلاس غني بالكالسيوم + أولفين + بيروكسين)
	تراكايت			بزالت غني بالصوديوم
(فلسبارقولي + بيروكسين)			(بلاجوكلاس وسطي أو بلاجوكلاس الصوديوم + أولفين + بيروكسين)	
فونولايت				نفيلينايت
(فلسباري قلوي + نفلين+ بيروكسين الصوديوم			(نفلين + أولفين + بيروكسين	بلاجوكلاس الكالسيوم)
جرانيت	كرانودايورايت	دايورايت	كابرو	بريدونايت أوصخور فوق عادية
(كوارتز + فلسبار البوتاسيوم + فلسبار الصوديوم + بايوتايت + هوزنبلند)	(كوارتز + بلاجوكلاس الصوديوم + فلسبار البوتاسيوم + هورنبلند + بايوتايت)	(بلاجوكلاس وسطي + هورنبلند)	(بلاجوكلاس الكالسيوم + بيروكسين + أولفين)	(أولفين + بيروكسين)
	ساينايت		نفلين ساينايت	
	(فلسبارقلوي-هورنبلند + بايوتايت)		(فلسبارقلوي + نفلين بيروكسين الصوديوم)	

المصدر الدباغ، 1990

11 ـ 5 التركيب الكيميائي للصخور النارية:

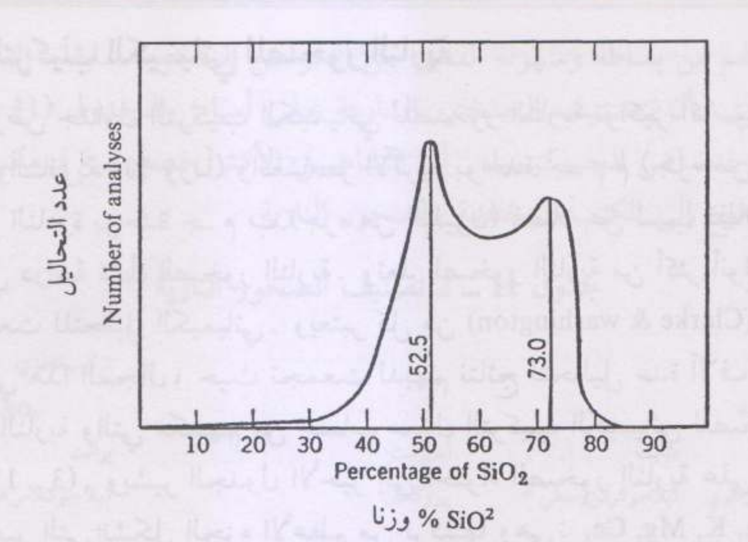
تعرض جداول التركيب الكيميائي للصخور النارية تراكيز أكاسيد العناصر الرئيسة والثانوية (% وزناً) والعناصر الآثرية بوحدة جـ م م (جزء من المليون) والعناصر النادرة بوحدة جـ م ب (جزء من البليون) فضلاً عن نسب نظائر العناصر المهمة في دراسة نشأة الصخور النارية. وتعد الصخور النارية من أكثر أنواع الصخور التي خضعت للتحليل الكيميائي. ويعتبر كل من (Clarke & washington) من الرواد الأوائل في هذا المجال، حيث تجمعت لديهم نتائج لتحاليل عدة آلاف من نماذج الصخور النارية والتي مكنتهم من حساب معدل التركيب الكيميائي للصخور النارية (جدول 11 ـ 3). ويشير الجدول الأخير إلى احتواء الصخور النارية على عدد قليل من العناصر التي تشكل الجزء الأعظم من تركيبها وهي: Ti, Fe, Na, K, Mg, Ca, Al, Si, O فضلاً عن العناصر الثانوية مثل: H, C,S, P, Mn والعناصر الأثرية والنادر مثل: Ni, Co, Zn, Cu ومجموعة الترابيات النادرة (عناصر اللانثانايد).

جدول 11 ـ 3 معدل التركيب الكيميائي للصخور النارية.

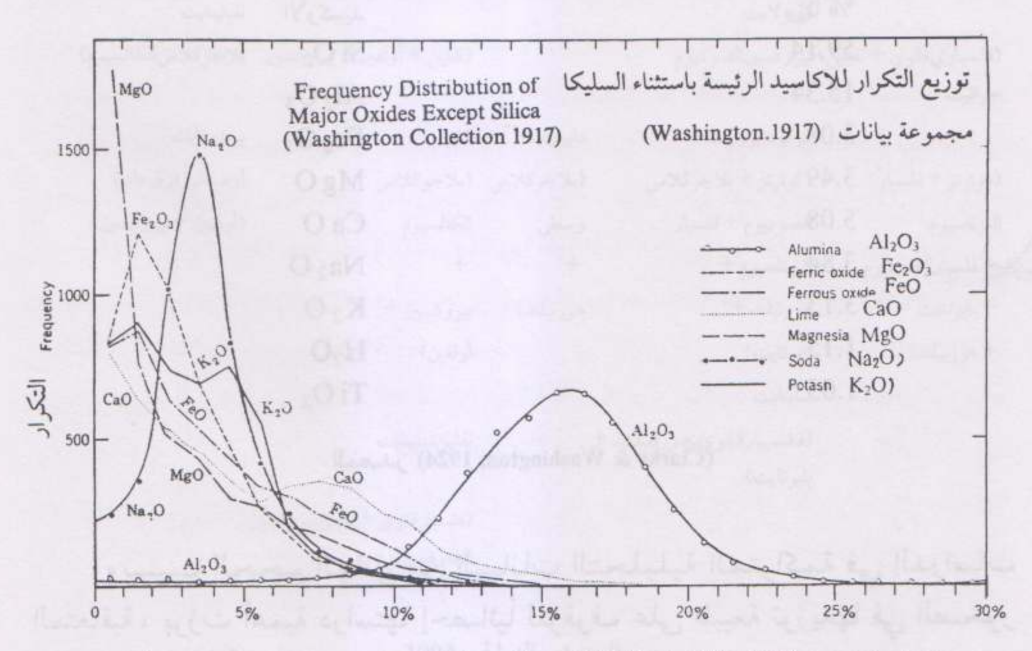
الأوكسيد	وزناً %
SiO_2	59.14
Al_2O_3	15.34
Fe_2O_3	3.08
MgO	3.49
CaO	5.08
Na_2O	3.84
K_2O	3.13
H_2O	1.15
TiO_2	1.05

المصدر (Clarks & Washington, 1924)

وبسبب الحجم الهائل من البيانات التحليلية المتراكمة في الدراسات المتعاقبة، برزت أهمية دراستها إحصائياً للوقوف على طبيعة توزيعها في الصخور النارية. واستناداً على نتائج تحاليل لحوالي (5000) نموذج من الصخور النارية المختلفة، قام كل من (Richardson & Sneesby, 1922) بدراسة العلاقات التكرارية بين الأكاسيد الرئيسة والموضحة في الشكل (11 ـ 8) والشكل (11 ـ 9).



شكل 11 ـ 8 العلاقة التكرارية لأوكسيد السليكون في الصخور النارية
المصدر (Mason, 1966)



شكل 11 ـ 9 العلاقة التكرارية للأكاسيد الرئيسة (باستثناء $Si\ O_2$) في الصخور النارية
المصدر (Mason, 1966)

يمثل الشكلان الأخيران أساس دراسة الإحصاء الجيوكيميائي الذي يهدف إلى تكوين المدرج التكراري (Frequency distribution). ومن الأنواع الشائعة لمدرج التوزيع هو مدرج التوزيع الاعتيادي (normal distribution) الذي يأخذ شكل الجرس المقلوب. ويلاحظ هذا النوع من التوزيع في حالات قليلة نسبياً في البيانات الجيوكيميائية ومنها توزيع السيلكا ($Si\ O_2$) في الصخور النارية (الشكل 10 ـ 8)، حيث يلاحظ وجود ذروتين متناظرتين تقريباً عند تركيز ($Si\ O_2$) يساوي (52.5% وزناً) و(73.0% وزناً) وهما معدل تركيز ($Si\ O_2$) في صخور البزالت (كابرو) وصخور الجرانيت (رايولايت). ويشير هذا إلى شيوع أو وفرة النوعين من الصخور مقارنة بباقي الأنواع الأخرى. ويظهر أيضاً ($Al_2\ O_2$) و($Na_2\ O$) بتوزيع اعتيادي (شكل 11 ـ 9) في الصخور النارية. وباستثناء الحالات المذكورة، فإن التوزيع الإحصائي لبقية الأكاسيد الرئيسة في الصخور النارية، تتبع أو تقترب من التوزيع اللوغريتي ـ الاعتيادي (غير المتناظر) بميلان موجب (Positively skwed) وكما في الشكل (11 ـ 9) وهذه أكثر الحالات التي تواجهها البيانات الجيوكيميائية. ويجب التأكيد على أن مديات ومعدلات وفرة الأكاسيد الرئيسة والثانوية (والأثرية والنادرة) لا يمكن تفسيرها إلا على أساس وفرة المعادن الشائعة في الصخور النارية والتي تحتوي أو تضيف هذه الأكاسيد.

تعد السيلكا أكثر الأكاسيد وفرة في الصخور النارية، وتمثل الإطار البنائي لمعظم معادن الصخور النارية. وتحتوي أغلب الصخور النارية على ($Si\ O_2$) بمدى يتراوح بين (30% ـ 80%). أما المدى الذي تتوفر فيه الألومينا ($Al_2\ O_3$) فيتراوح بين (10% ـ 20%). ويدل المحتوى الواطئ من الألومينا على صخور مفتقرة بمعادن الفلدسبار والفلدسباثويد أي الصخور فوق القاعدية (ultrabasic). أما الوفرة العالية من الألومينا فتدل على الصخور الغنية بالفلدسبار أو الفلدسباثويد مثل الأنورثوسايت (anorthosite) أو الصخور الغنية بالنفلين. إن المدى الشائع للصودا (Na_2O)، يتراوح بين (2% ـ 5%) ونادراً ما تتجاوز نسبة (15%). أما بالنسبة (K_2O) فتحتوي أغلب الصخور النارية على أقل من (6%) وفي حالات نادرة جداً تزيد عن (10%). كما أن إجمالي أكاسيد الحديد نادراً ما يزيد عن (15%) باستثناء خامات الحديد الصهيرية. بشكل عام تحتوي الصخور النارية على نسب منخفضة من ($Mg\ O$) باستثناء الصخور فوق قاعدية الغنية بالبيروكسين أو / والأوليفين حيث تصل نسبة فيها نسبة ($Mg\ O$) إلى أكثر من (20%) ونفس الملاحظة تنطبق على وفرة ($Ca\ O$) بنسبة لا تتجاوز (10%) في عامة الصخور النارية، ولكنها تزداد إلى

أكثر من (20%) في الصخور البيروكسينات. باستثناء بعض الزجاج البركاني الذي يحتوي على (H_2O) بنسبة تصل حوالي (10%)، فإن عموم الصخور النارية التي تحتوي على أكثر من (2%) قد اكتسبت الكميات الإضافية من الماء خلال التحويرات التي تطرأ عليها.

11 ـ 6 تغاير محتوى الأكاسيد الرئيسة والثانوية:

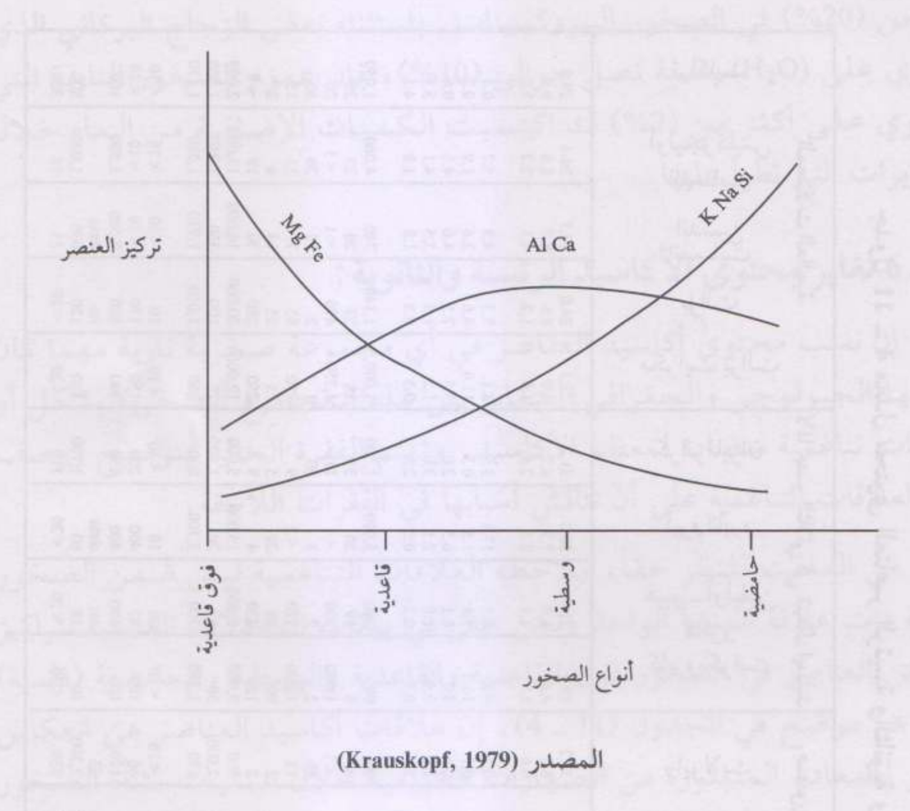
إن نسب محتوى أكاسيد العناصر في أي مجموعة صخرية نارية مهما كان وضعها الجيولوجي والجغرافي، تتغاير بين هذه المجاميع الصخرية بشكل أو بعلاقات تناغمية متضادة لمعظم الأكاسيد. وتهتم الفقرة الحالية بتوضيح ووصف هذه العلاقات التناغمية على أن تناقش أسبابها في الفقرات اللاحقة.

من الملفت للنظر حقاً، ملاحظة العلاقات التناغمية ليس ضمن الصخور النارية ذات علاقة المنشأ الواحد ولكن حتى في بيانات المعدلات العالمية لتراكيز عدد من العناصر في الصخور فوق القاعدية والقاعدية والوسطية والحامضية (فلسية) وكما هو موضح في الجدول (11 ـ 4). إن علاقات أكاسيد العناصر هي انعكاس مباشر للمعادن المتبلورة من الصهارات الطبيعية خلال عمليات نشأة الصخور النارية. وهنا تبرز أهمية الإجابة على السؤال الآتي: ما هو سلوك العناصر خلال عمليات التبلور الماكمي؟

يعتمد هذا السلوك للعناصر على ترتيب تبلور المعادن من المنصهرات الطبيعية، أي يعتمد على سلاسل تفاعلات (Bowen). وعليه فإن العناصر تنقسم إلى ثلاثة مجاميع ذات سلوك مختلف خلال عمليات تبلور الصهير (شكل 11 ـ 10). تضم المجموعة الأولى العناصر التي تتأثر بتبلور معادن الأوليفين والبيروكسين مثل (Fe^{2+} , Mg) التي تنخفض تراكيزها بالانتقال من الصخور فوق القاعدية إلى القاعدية والوسطية والحامضية. أما المجموعة الثانية فتمثل بالعناصر (Al, Ca) التي يزداد تراكيزها عند الانتقال من الصخور فوق القاعدية والقاعدية والوسطية وتنخفض في الصخور الحامضية. ويظهر بأن سلوك هذه العناصر يعتمد على تبلور معادن الألومنيوم (الفلسبار) والكالسيوم (فلدسبار البلاجوكليز ومعادن المغنيسيوم حديدية الكاليسيوم). في حين تشمل المجموعة الثالثة من العناصر على (K, Na, Si) التي يزداد تركيزها باتجاه الصخور الحامضية (الفلسية) وذلك بسبب زيادة تبلور معادن الفلدسبار القلوية والكوارتز.

جدول 11 ـ 4 معدل محتوى العناصر الرئيسة والثانوية والأثرية في أربعة سلاسل من الصخور النارية

الآيوني	نصف القطر	لافا منطقة هاواي				صخور مندس سكيركارد				لافا عصر الثلاثي في شمال ايسلند				المعدلات العالمية				
		صخور فوق مافية	صخور مافية	صخور وسطية	صخور فلسية	أوليفيني بزالت	بزالت توليتي	كواتز تراكايت	رايولايت	كابروبكرايت	هيبو ـ أوليفين كاترو	فيروكابرو	كرانوفايران	مكرايت بزالت	بزالت	اندسين اندسايت	أوليجوكليس اندسايت	تراكايت
Si^{4+}	0.42	19.0	24.0	26.0	32.3	21.1	24.3	30.0	35.2	19.3	21.6	20.3	31.2	22.3	24.0	23.7	24.4	29.0
Al^{3+}	0.51	0.5	8.8	8.9	7.7	7.8	7.5	7.5	6.5	4.6	8.9	7.7	6.7	4.9	6.8	8.7	8.8	9.9
Fe^{2+}	0.64	9.9	8.6	5.9	2.7	1.9	1.8	3.2	0.6	1.9	1.1	2.3	2.6	1.0	1.2	4.1	2.2	3.0
Fe^{2+}	0.74					6.7	6.5	2.2	0.3	8.2	8.1	17.1	3.9	8.1	7.3	4.8	5.7	0.1
Mg^{++}	0.66	25.9	4.5	2.2	0.6	6.8	3.5	0.5	0.1	16.3	5.8	1.5	0.3	11.4	4.6	2.6	1.9	0.2
Ca^{++}	0.99	0.7	6.7	4.7	1.6	7.1	7.1	1.5	0.6	4.7	8.1	6.5	2.0	5.5	7.5	4.6	4.5	0.6
Na^{+}	0.97	0.6	1.9	3.0	2.8	1.5	1.9	3.1	2.0	0.5	1.8	2.1	3.0	1.2	1.5	3.5	4.1	5.1
K^{+}	1.33	0.03	0.8	2.3	3.3	0.2	0.9	3.5	3.8	0.1	0.2	0.3	2.6	0.3	0.3	1.8	1.8	4.1
P^{5+}	0.35	170	1,400	1,600	700	970	1,260	535	90	90	260	5,000	1,500	1,000	1,140	740	4,060	1,050
Ca^{2+}	0.62	2	18	20	20	33	35	40	43	8	19	20	33	18	23	20	23	25
Cr^{2+}	0.63	2,000	200	50	25	1,600	150	50	<1	1,500	230	<1	11	1,750	470	<1	<1	20
Li^{+}	0.68	<1	15	20	40	8	18	65	80	2	2	3	20	1	2	15	20	30
nI^{++}	0.69	2,000	160	55	8	900	50	65	13	1,000	120	<2	9	950	85	7	13	15
Co^{++}	0.72	200	45	10	5	140	110	8	2	90	48	20	5	75	35	14	6	2
V^{2+}	0.74	40	200	100	40	630	750	55	2	120	220	4	9	250	280	70	19	<5
Ti^{2+}†	0.76	300	9,000	8,000	2,300	7,000	6,700	3,200	700	9,000	5,000	15,000	5,000	12,000	20,000	16,000	15,000	2,000
Zr^{4+}	0.79	30	100	260	200	180	700	3,000	2,000	30	33	20	1,200	75	100	350	1,250	1,500
Mn^{++}	0.80	1,500	2,000	1,200	600	1,380	1,360	1,200	130	1,200	700	3,300	800	860	1,010	1,710	1,010	1,170
Se^{2+}	0.81	5	24	3	3	19	25	25	<10	<10	20	10	<10	<10	10	<10	<10	<10
Cu^{++}	0.96	20	100	35	20	400	180	50	66	100	67	400	200	150	170	<10	<10	<10
Sr^{++}	1.12	10	440	800	300	680	1,250	650	170	100	600	400	450	300	800	2,500	3,500	100
Pb^{++}	1.20	<1	8	15	20	<20	25	43	43		no	data			no	data		
Ba^{++}	1.34	1	300	650	830	310	1,350	2,000	2,300	10	18	60	1,100	110	120	600	1,000	800
Rb^{+}	1.47	2	45	100	200	3	90	1,000	930	<20	<20	<20	110	<20	<20	35	55	300



المصدر (Krauskopf, 1979)

الشكل 11 ـ 10 مخطط لسلوك العناصر خلال عمليات تبلور الصهارات الطبيعية

ومن الجدير ذكره بأن عناصر ثانوية وآثرية يمكن أن تسلك سلوك أحد المجاميع الثلاثة المذكورة. فمثلاً: يتصاحب سلوك عناصر (Cr, Co, Ni) مع عناصر المجموعة الأولى (Fe^{+}, Mg) بينما يسلك عنصر (Ga), (Ba), (Sr) نفس سلوك المجموعة الثانية من العناصر (Ca, Al) في حين تضم المجموعة الثالثة (K, Na, Si) على العناصر اللأثرية (Cs, Ge, Rb).

ويمكن الاستعاضة عن محور الصخور النارية في الشكل (11 ـ 10) بمعامل التطور الصهيري مثل المعامل الفلسي (تغاير تركيز السيلكا (SiO_2) والعامل المافي (Mafic indey) الذي يتمثل بالمعادلة الآتية:

$$\left(\frac{1}{3} SiO_2 + K_2O\right) - (FeO + MgO + CaO)\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots (11.4)$$

$$\left(\frac{1}{3} Si + K\right) - (Ca + Mg) \ldots\ldots\ldots\ldots (11.5)$$

إن ما تقدم من إيجاز يشير بكل وضوح إلى أن مكونات الصخور النارية من

العناصر الرئيسة والثانوية والاثرية ليست بحالة عشوائية ولكنها تتوفر بعلاقات تناغمية معينة مهما اختلف الوضع الجيولوجي والجغرافي للصخور النارية. وهذا يعني بأن توزيع العناصر في الصخور النارية بشكل عام، يخضع لمفاهيم وعوامل معينة التي كان للعالم (Goldschmidt) الفضل في اكتشافها وتحديدها.

11 ـ 7 توزيع العناصر في الصخور النارية

تتوزع العناصر في الصخور النارية حسب تسلسل انفصالها بشكل طور صلب عن الصهير. وتشير الفقرة السابقة (11 ـ 6) إلى أن (Ca, Mg) ينفصل بشكل طور صلب عن الصهير في المراحل المبكرة من عمليات التبلور التجزيئي، إلا أن في المراحل المتأخرة منها تنفصل عناصر أخرى مثل (K, Na) بشكل طور صلب عن المنصهر. واستطاع (Goldschmidt) صياغة السلوك المختلف للعناصر الكيميائية بشكل قواعد حملت اسمه والتي يمكن إيجازها بالآتي:

1 ـ في حالة وجود أيونين لعنصرين يمتلكان نفس الشحنة ونصف القطر الأيوني، فإنهما يدخلان بشكل محلول صلب في المعدن المعين وبكميات تتناسب مع وفرتهما. والعنصر الأثري يتخفى (camouflaged) بوساطة العنصر الرئيس.

2 ـ في حالة وجود أيونين لعنصرين يمتلكان نصف قطر أيوني متشابه وشحنة أيونية نفسها، فالأيون الصغير يدخل بأفضلية إلى الأطوار الصلبة، حيث أن دخول الأيون الكبير يخفض من قوة الآصر وبالتالي يقلل من درجة الانصهار.

3 ـ في حالة وجود أيونين لعنصرين يمتلكان نصف قطر أيوني وشحنة أيونية متشابهة، فالأيون بالشحنة العالية يدخل بأفضلية إلى البنية البلورية. وفي حالة كون العنصر الأثرى بشحنة عالية، فإن هذا العنصر يقتنص (captured) من قبل العنصر الرئيس من ناحية ويدخل مبكراً الطور الصلب من ناحية أخرى.

أما إذا كان العنصر الأثري بشحنة منخفضة، فإن هذا العنصر يسمح له (admitted) من قبل العنصر الرئيس ويدخل متأخراً في الطور الصلب.

في البداية، وفرت قوانين (Goldschmidt) دليلاً مفيداً في تفسير توزيع العناصر الأثرية في المعادن والصخور. غير أنه خلال الفترة اللاحقة لنشر هذه القوانين، ظهر عدد من الاستثناءات لهذه القواعد، ومن بينها عنصر الخارصين. وكما هو معلوم فإن أيون الخارصين (Zn^{2+}) يمتلك نصف قطر أيوني يساوي

($0.74A^0$) وبذلك يقع بين حجم (Mg^{2+}) الذي يساوي ($0.65A^0$) وحجم (Fe^{2+}) الذي يساوي ($0.76A^0$). وبسبب هذه المقارنة بالحجم والشحنة الأيونية، فمن المتوقع وكما هو الحال بالنسبة لأيونات العناصر Co^{2+} بنصف قطر أيوني يبلغ ($0.74A^0$) و(Ni^{2+}) بنصف قطر أيوني يساوي ($0.72A^0$)، أن تغتني معادن المغنيسيوم الحديد بعنصر الخارصين، غير أنها تظهر افتقاراً شديداً به. ويظهر بأن أيون الخارصين لا يميل إلى الدخول في المواقع الثمانية لمعادن المغنيسيوم الحديد وبدلاً من ذلك يكون معادن مثل ويليمات (willemite) وهيميمورفايت (hemimorphite) التي يوجد فيها أيون عنصر الخارصين في المواقع رباعية التآصر.

منذ ظهور الانتقادات لقوانين (Goldschmidt)، نشرت في المراجع العلمية العديد من البحوث والدراسات التي أضافت إلى هذه القوانين بعض المفاهيم الجديدة بهدف تحقيق شمولية أوسع لتطبيق هذه القوانين. وقام (Abdulla, 1971) بعرض موجز لهذه البحوث والدراسات وكما يأتي:

يعتقد (Fyfe, 1951) بأن الآصرة بين ذرتين مختلفتين لا يمكن وصفها بأنها أيونية أو تساهمية بشكل كامل، ولكنها عبارة عن مزيج من هذين النوعين من الآواصر، ولتحديد نسبة مشاركة الصفة الأيونية والتساهمية في الآصرة التي تربط ذرتين مختلفتين، استخدم الباحث المذكور، الفرق في السالبية الكهربائية (القيم المنشورة من قبل Pauling; 1940) بين الذرتين المختلفتين كدليل. وبزيادة الفرق بالسالبية الكهربائية، تزداد نسبة مشاركة الصفة الأيونية للاصرة.

واقترح الباحث المذكور بأن قوانين (Goldschmidt) ربما تحتاج إلى التفصيل الآتي: يعتمد الإحلال التعويضي بين ذرتين مختلفتين في المركبات الأيونية، على الشحنة الأيونية، بينما يعتمد في المركبات التساهمية على عدد واتجاهات الفراغية للاواصر التي تربط بين ذرتين مختلفتين.

درس (Ramberg, 1952) العلاقة بين توزيع بعض العناصر (FE, Mg, K, Na) في أنواع مختلفة من المعادن السليكاتية بدلالة السالبية الكهربائية للأوكسجين في هذه المعادن والإيجابية الكهربائية (electropositivity) لأيونات العناصر المذكورة. وبالمقارنة وجد الباحث المذكور بأن السالبية الكهربائية للأوكسجين تزداد حسب التسلسل الآتي:

سليكات حرارية سليكات منحولة سليكات السلسلة المزدوجة

Pyrosihicate → meta – silicate → douhle chain silicate →

سليكات الورقية سليكات الهيكلية

Phyllosilicate → tecto Sillicate .... (11.6)

وبذلك فإن أكثر العناصر قيمة من الإيجابية الكهربائية تتصاحب مع المعادن السليكاتية التي تمتلك أوكسجين بأعلى قيمة من السالبية الكهربائية.

انتقد (Shaw, 1953) إمكانية تطبيق قوانين (Goldschmidt) على توزيع العناصر الآثرية. ولاحظ بأن تخفي (Camouflaged) العناصر الآثرية بوساطة العناصر الرئيسية يحدث في مدى ضيق من نهاية العضو (endmemher) للعنصر الرئيس النقي في شكل الطور (phase diagram). وقام بدراسة بعض الأنظمة الثنائية بنقطة انصهار دنيا وعظمى وبدونهما، وأوضح أنه بالرغم من إمكانية تطبيق قوانين (Goldschmidt) على الأنظمة الثنائية المثالية بدون نقطة انصهار دنيا أو عظمى والتي يندر ملاحظتها في حقل الجيوكيمياء مقارنة بالأنظمة الثنائية بنقطة انصهار دنيا وعظمى والتي لا تنطق عليها قوانين (Goldschmidt) بشكل كامل.

تناول (Ahrens, 1953) مشكلة الاواصر الكيميائية في المواد الجيولوجية على أساس الصفة الأيونية. واقترح بأن خواص الأيونات الطليقة في المرحلة الانتقالية لارتباط ذرات العناصر، سوف تحدد طبيعة وأنواع الاواصر في النواتج النهائية. ويعتقد بأن توزيع العناصر خلال تبلور الصهير يمكن تفسيره بالآتي: في حالة وجود أيونين مختلفين بشحنة متساوية وبنصف قطر أيوني متشابه، فالأيون الذي يدخل أولاً إلى الطور الصلب هو الذي يمتلك شدة كهربائية عالية (حاصل قسمة جهد التأين على نصف القطر الأيوني). أما قبول أو رفض الأيون من الطور الصلب، فيعتمد على تكوينه لآصرة مستقرة مع مكونات بلورات السليكات فضلاً عن الإزاحة الفراغية للاصرة مع الأوكسجين في صلب السليكات.

شكل (Fyfe, 1954) بالطريقة التي وجد بها (Pauliug) قيم السالبية الكهربائية والتي أدت إلى تضخيم مشاركة الصفة الأيونية في الآصرة الرابطة. وادخل مصطلح «عامل تكامل التداخل» (Over – lap integaral factor) لإيجاد نوع الآصرة الرابطة. ويعد هذا المصطلح كمقياس لتداخل مدارين للإلكترونات في الفراغ. ففي الآصرة الأيونية النقية، فإن قيمة هذا العامل تساوي صفراً، إن لهذا العامل علاقة مع فرق السالبية الكهربائية في إيجاد وتحديد نوع الآصرة.

استخدم (Ringwood, 1955) السالبية الكهربائية لأيونات العنصر كعامل إضافي إلى قوانين (Goldschmidt) وذلك في توقع نمط توزيع العناصر خلال العمليات الجيولوجية وحسب الآتي: «في حالة وجود أيونين لعنصرين مختلفين يمتلكان فروقات ملحوظة في السالبية الكهربائية ولهما قابلية الإحلال التعويضي في بلورة ما، فالأيون الذي يمتلك سالبية كهربائية منخفضة سوف يدخل إلى الطور الصلب بأفضلية وذلك بسبب تكوينه آصرة قوية وبصفة أيونية أكثر». وهذا يتناقض مع تفسير (Fufe, 1951) للسالبية الكهربائية كمقياس لطاقة الآصرة، وأدى هذا إلى ارتباك المراجع العلمية حول طبيعة الآصرة الكيميائية في المواد الجيولوجية.

ويعتقد كل من (Fyfe & Burns, 1967) بأن أصل فكرة كمون السالبية الكهربائية العالية دالة على ضعف الآصرة، يتلخص بالالتباس الحاصل في مفهوم درجة الانصهار. فبعض المراجع الجيوكيميائية تشير إلى أن المركبات بدرجة انصهار عالية تمتلك طاقة شبكة بلورية عالية (lattice energy) وتعد هذه المركبات أكثر أيونية مقارنة بمركبات منخفضة درجة الانصهار. فمثلاً: ينصهر كلوريد البوتاسيوم (KCl) عند درجة حرارة (771^0 C) وحسب الاعتقاد الخاطئ المذكور سابقاً، فإن (KCl) يمتلك آصرة بين (K – Cl) أقوى من الآصرة بين (Ab – Cl) في مركب كلوريد الفضة (Ag Cl) الذي ينصهر بدرجة حرارة تصل ($455C^0$)، غير أن طاقة الشبكة البلورية لكل من (Ag Cl) و(KCl) تساوي (166.8 Kcal), (21.8K cal) على التوالي.

تناول (De Vore, 1955) مشكلة توزيع العناصر الآثرية من ناحية الامتزاز على أسطح بلورات المعادن خلال عمليات تكوين الصخور. ويعتقد بأن اغتناء المعادن بالعناصر الآثرية، يعتمد على استقرارية الآصرة بين العناصر الآثرية ومكونات المعادن المضيفة، ويعتمد هذا بدوره على درجة استقطاب الأيونات الممتزة.

يعتقد (Tauson, 1958a) بأن أهمية التركيب البنائي للمعادن المضيفة لا تقل أهمية عن خواص العناصر الأخرى (الحجم الأيوني والسالبية الكهربائية وجهد التأين) في إيجاد حدود الإحلال التعويضي بين العناصر.

أما (Levedev, 1959)، فينظر إلى مشكلة توزيع العناصر خلال عملية التبلور التجزيئي للمنصهرات الطبيعية وذلك من ناحية تقوية أو إضعاف الشبكة البلورية للمعادن المضيفة. وعند مراحل الحرارة العالية من التبلور، فالأيونات التي تقوي الشبكة البلورية، سوف تغتني بها (تقتنص) بلورات المعادن المضيفة أما في مراحل الحرارة المنخفضة من التبلور، فإن الأيونات التي لم تقتنص في المراحل السابقة،

سوف تدخل بلورات معادن (يسمح لها) بالرغم من خفضها لطاقة الشبكة البلورية للطور الصلب المتبلور في هذه المرحلة.

يعتقد (Tauson, 1965) بأن توزيع العناصر الشحيمة في معادن الصخور النارية هو في الأساس، نتيجة تبادل العناصر بين الشبكة البلورية والصهير. ويعتقد أيضاً، بأن إيجاد وتحديد الإحلال (diadochy) للعناصر المتبادلة، يعتمد على عدد من العوامل الآتية: خواص الكيمياء البلورية للعناصر (حجم وشحنة الأيون والصفة الأيونية للآصرة الرابطة بين الفلز والأوكسجين) والتركيب البنائي للمعادن المضيفة وظروف تبلورها (درجات الحرارة والضغط وتراكيز المكونات ومعدلات التبلور).

قام (Nockold, 1966) بحساب طاقة الآصرة الرابطة بين الفلز والأوكسجين. واقترح استخدام قيم طاقة الآصرة الحسابية في توضيح سلوك العناصر خلال عمليات التبلور التجزيئي للمنصهرات الطبيعية وحسب الآتي: «في حالة وجود كتايونين لعنصرين مختلفين بشحنة متساوية ولهما القابلية على الإحلال في الشبكة البلورية للطور الصلب المتبلور، فالكتايون الذي يدخل بأفضلية إلى الطور المتبلور، هو الذي يمتلك طاقة إجمالية عالية نسبياً للآصرة بين الفلز والأوكسجين. أما بالنسبة للكتايونات بشحنة مختلفة، فالكتايون الذي يمتلك مجموعاً أعلى من طاقة التآصر النسبية هو الذي يغتني به الطور المتبلور ويدخل فيه بأفضلية.

يعتقد كل من (Fyfe, 1963) و(Burns & Fyfe, 1966) بأن المعادلة (11.7) اللاحقة، تتحكم في توزيع العناصر خلال التبلور التجزيئي للمنصهرات الطبيعية.

$$X^{+}_{melt} + YZ_{solid} \rightleftarrows XZ_{solid} + Y^{+}_{melt} \;\ldots\ldots\ldots\ldots (11.7)$$

منصهر صلب صلب منصهر

وهذا يعني بأن استقرارية الأيونات (Y^{+}, X^{+}) في الطورالصلب والمنصهر، مهمة في تحديد اتجاه التفاعل (11.5) وبالتالي توزيع العناصر. غير أن معظم الدراسات المؤشرة في المناقشة السابقة، اهتمت فقط باستقرارية الأيونات في الطور الصلب. ويفسر هذا عدم كفاءة وفي بعض الأحيان، فشل قواعد التوزيع في توقع سلوك وتوزيع العناصر في الصخور النارية. ومما زاد في هذا الاعتقاد، هو فشل قواعد (Goldschmidt) و(Ringwood) في تحديد اتجاه تفاعلات كيميائية عند درجة حرارة (25^{0} C) وضغط جوي واحد وحسب المعادلات الآتية:

$$CaO + Sr^{+2} \rightarrow SrO + Ca^{2+} \quad \Delta G = +11.6\ Kcal \ldots\ldots\ldots\ldots (11.8)$$

(صلب) (مائي) (صلب) (مائي)

$CaCO_3 + Sr^{+2} \longrightarrow SrCO_3 + Ca^{2+}$ $\Delta G = 1.35Kcal$.............. (11.9)

(صلب) (مائي) (صلب) (مائي)

$MgCO_3 + Ni^{2+} \longrightarrow NiCO_3 + Mg^{2+}$ ΔG 1.54Kcal.............. (11.10)

(صلب) (مائي) (صلب) (مائي)

$MgO + Ni^{2+} \longrightarrow NiO + Mg^{2+}$ $\Delta G = 13.03Kcal$.............. (11.11)

(صلب) (مائي) (صلب) (مائي)

علماً بأن نصف القطر الأيوني لكل من (Ca^{2+}) و(Sr^{2+}) و(Mg^{2+}) و (Ni^{2+}) يساوي ($0.99A^0$) و($1.13A^0$) و($0.65A^0$) و($0.72A^0$) على التوالي، كما أن قيمة السالبية الكهربائية بنفس التوالي، تساوي (1.0) و(1.0) و(1.2) و(1.8). يظهر جلياً في المعادلات المذكورة، بأن قواعد (Goldschmidt) تفشل في تفسير استقرارية وتوزيع العناصر على طرفي المعادلة (11.9) والمعادلة (11.11). وتوضح المعادلة الأخيرة (11.11) فشل قواعد (Ringwood) أيضاً.

كيف يمكن أن تفسر قواعد (Goldschmidt) و(Ringwood) توزيع العناصر تحت ظروف عالية من درجات الحرارة والضغط مثل عمليات التبلور التجزيئي، وبنفس الوقت تفشل هي نفسها في تفسير توزيع العناصر خلال تفاعلات كيميائية بسيطة تحدث تحت ظروف منخفضة من درجات الحرارة (25^0c) وضغط (ضغط جوي واحد)؟ وبهدف الوقوف على حقيقة توزيع العناصر خلال عمليات التبلور التجزيئي، اقترح كل من (Burns & Fyfe, 1966) بضرورة الحصول على دوال الديناميكية الحرارية لمراحل دورة التفاعل (11 .12) وحسب الآتي:

X^+ (سائل) + Yz $\longrightarrow$ XZ + Y (سائل).............. (11.12)

(صلب) ⟵ (صلب)

ΔH (إماهه)

Δ (إماهه)

(صلب)

X^+ + YZ XZ + Y^+ (غاز)

(غاز)

U

(صلب) U

$X^+ + Z + Y^+$ (غاز)

(غاز) (غاز)

إن المدى الذي ينشط في التفاعل (11.12) يعتمد على طاقة الشبكة البلورية (U) للأطوار الصلبة والطاقة النسبية للاماهه (ΔH solvation) للأيونات الداخلة في التفاعل فضلاً عن الطاقة الحرة (ΔG 6 Free energy) للتفاعل (11.12). غير أن مثل هذه الدوال غير متوفرة في المراجع العلمية بالنسبة للمنصهرات الطبيعية.

قام كل من (Burns & Fyfe, 1967) بدراسة تفصيلية لقواعد توزيع العناصر (Nockolds, Ringwood, Goldschmidt) وناقشا الجوانب الضعيفة في الأسس التي استندت عليها هذه القواعد.

بالنسبة لنصف القطر الأيوني، تشير الدراسات المختبرية للتحاليل الحديثة للتركيب البنائي للمعادن السليكاتية بأن العناصر تشغل مواقع انتقائية في البنية البلورية للمعادن وليس كما تشير إليه ضمنياً قواعد التوزيع بأن العناصر تشغل هذه المواقع بشكل عشوائي بشرط تحقيق ما يتعلق بنصف القطر الأيوني فقط (الفرق ± 15%). ففي معدن الأوليفين، يشغل أيون الحديدوز الموقع M_2 أكثر من الموقع M_1، ويشغل الموقع M_2 أكثر من الموقع M_1 في الأورثوبيروكسين وفي الموقع M_2 أكثر من الموقع M_1 والموقع M_3 في الأكتينولايت.

كما تشير نفس الدراسات التجريبية إلى اختلاف نصف القطر الأيوني للعنصر المعين الذي يشغل مواقع مختلفة في التركيب البنائي للمعادن السليكاتية. فمثلاً يتباين نصف القطر الأيوني للحديدوز ($0.8qA^0$ – $0.69A^0$) في الأوليفين (فيلايت) وكذلك الحال من ($0.61A^0$) إلى ($1.21A^0$) في الأورثوبيروكسين. ويجب التأكيد على أن المراجع الجيوكيميائية تحتوي على ثلاثة مجاميع من أنصاف الأقطار الأيونية للعناصر. وتختلف هذه المجاميع كثيراً أو قليلاً في قيم أنصاف الأقطار الأيونية للعنصر المعين التي تعرضها. غير أن التباين في حالة المقارنة بين قيم المجاميع مختلفة يؤدي إلى التباس يقتضي التنويه إليه.

إن استخدام السالبية الكهربائية في تفسير توزيع العناصر خلال عمليات التبلور التجزيئي. يتطلب معرفة قيمها في كل من الطور السائل والطور الصلب من ناحية، وأن الاعتقاد باعتماد السالبية الكهربائية كمقياس لدرجات ضعف الآصرة هو في الحقيقة غير صحيح وهو أيضاً يمثل مصدر الالتباس في المراجع الجيوكيميائية من ناحية أخرى. ويجب التنويه إلى وجود مجموعتين من السالبية الكهربائية بقيم مختلفة تماماً.

إن السالبية الكهربائية ليست صفة ثابتة لذرات العناصر. إن طبيعة الآصرة

للكتايونات المتآزرة مع الأوكسجين في معادن السليكات مختلف عن ما هو يلاحظ في معادن الكبريتيدات. إن السالبية الكهربائية هي دليل على نسبة مشاركة الصفة الأيونية والتساهمية في الآصرة الكيميائية وليس لها علاقة بقوة الآصرة أو ضعفها.

أما بالنسبة لدرجة الانصهار التي تضمنتها بصورة أو بأخرى الدراسات المذكورة سابقاً، فقد كانت مصدراً للالتباس في المراجع الجيوكيميائية. ولتوضيح الأمر في هذا المجال نستدعي معادلة الدينميكية الحرارية لدرجة الانصهار وحسب الآتي:

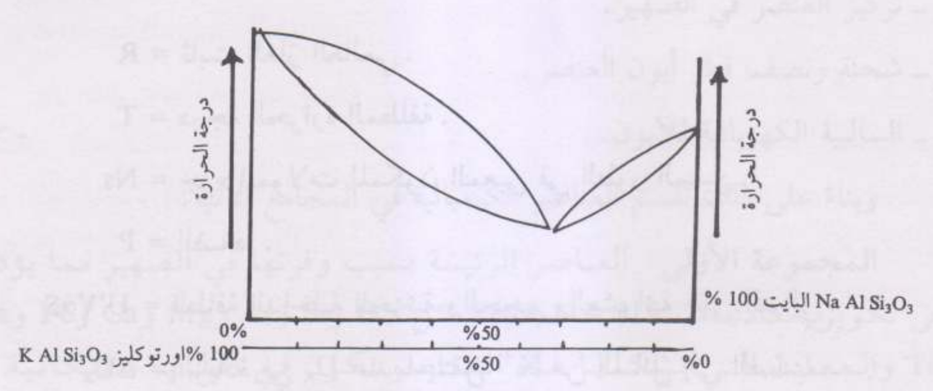
$$T_{\text{fusion}} = \frac{H^{\text{سائل}} - H^{\text{صلب}}}{S_{\text{سائل}} - S_{\text{صلب}}} \text{ .... (11.13)}$$

انصهار

ويتضح من المعادلة (11.13) بأن درجة الانصهار تعتمد على الاختلاف في طاقة الآصرة في الحالة السائلة (سائل H) والحالة الصلبة (صلب H) وكذلك الاختلافات في العشوائية في الحالة السائلة (سائل S) والصلبة (صلب S). وبهذا فإن درجة الانصهار ليست دليل مضمونٍ ودائميٍّ لطاقة الشبكة البلورية والعكس صحيح. أما العامل الآخر الذي تم استخدامه كدليل على تقوية الشبكة البلورية. هو حرارة التكوين. لا تتناسب حرارة التكوين مع طاقة الشبكة البلورية، وعليه يجب معرفة عوامل أخرى (طاقة التسامي للفلزات وجهد تأينها) بهدف دراسة تقوية الشبكة البلورية. ولهذه الأسباب تتطلب دراسة توزيع العناصر مقارنة طاقة الآواصر التي ترتبط بها في كل طور من الأطوار المتوفرة خلال عمليات التبلور التجزيئي للمنصهرات الطبيعية.

حاول (Whittaker, 1967) تفسير والإجابة على السؤال الذي يقول: لماذا تنجح قواعد (Goldschmidt) و(Ringwood) في تفسير سلوك بعض العناصر بالرغم من الأساس العلمي الضعيف بهذه القواعد؟. في الأنظمة الثنائية بدرجة انصهار دنيا التي تسود على باقي الأنظمة الجيوكيميائية، تنجح قواعد (Goldschmidt) في تفسير سلوك أغلب العناصر الآثرية وذلك بسبب أن تركيب هذه الأنظمة من العناصر الآثرية يقع دائماً في جانب درجة الانصهار الدنيا الذي يزداد فيه تركيز العناصر الآثرية في الطور السائل، وبسبب كون هذه العناصر الآثرية بشكل عام، تمتلك نصف قطر أيوني أكبر من العناصر المضيفة. ولتوضيح ما تقدم، نورد مثال منظومة الألبايت ـ الأرثوكليز عند ضغط من بخار الماء يساوي (5000) ضغط جوي وكما يوضحها الشكل (11 ـ 11).

ويتضح بأن هذه المنظومة تمتلك درجة انصهار دنيا عند تركيب يساوي (30%) أورثوكليز و(70%) ألبايت. وفي هذا الجزء من المنظومة يتصادف زيادة تركيز البوتاسيوم في الطور السائل مع الحجم الكبير لأيون البوتاسيوم ($1.33A^0$) مقارنة مع أيون الصوديوم ($0.95A^0$). وعليه فإن قواعد (Goldschmidt) تنجح في تفسير سلوك العناصر في جزء من المنظومة المذكورة يساوي (30%).



شكل (11 ـ 11) مخطط لعلاقة الطور

في منظومة الألبايت ـ الأورثوكليز تحت ضغط بخار الماء يساوي (5000) ضغط جوي

المصدر (Burns, 1970)

إن العلاقات بين الصلب ـ السائل في الأنظمة الثنائية البسيطة، يمكن أن تتأثر بمكون آخر في المنظومة متعددة المكونات. وهناك أدلة نظرية ومختبرية مقنعة بأن العلاقات بين الأطوار في المنظومة الثنائية ($Ni_2\ SiO_4 - Mg_2\ SiO_4$) يمكن أن تنقلب في المنظومة الثلاثية التي تحتوي على طور من السليكات القلوية. وهذا الموضوع سيتم التطرق إليه في الفقرة (11 ـ 8) اللاحقة.

أما بالنسبة لقواعد (Ringwood) فمن غير المحتمل أن تنجح في تفسير سلوك العناصر في مثل هذه الأنظمة وذلك بسبب أن السالبية الكهربائية لا تتغير بنفس مدى تغير نصف القطر الأيوني مع العدد الذري في الجدول الدوري، وفي الأنظمة بدون درجة انصهار دنيا، يمكن أن تنجح قواعد (Goldschmidt) وذلك عندما يتصادف نصف القطر الأيوني بعلاقته مع درجة الانصهار في جزء محدد من المنظومة. أما بالنسبة لقواعد (Ringwood) فإن أمر تطبيقها أفضل من قواعد (Goldschmidt).

إن المعالجة الدينميكية الحرارية لـ(Whittaker) في دراسة توزيع العناصر تستند على التفاعل الآتي:

$$X^{+}_{eq.liq} + Y^{+} Z_{eq} (XY)^{+} Z_{cryst} \rightleftarrows Y^{+}_{eq.liq} + X^{+} Z^{-}_{eq} (Xy)^{+} Z_{cryst} \quad (11.14)$$

eqi = توازن liq = سائل cryst = بلورات

والتي يمكن صياغتها بالمعادلة الآتية:

$$RT \log \frac{NX.\ cryst.\ XNY.\ liq}{NX.liq.\ XNY.cryst.} = \Delta U_x + \Delta U_y - P\Delta U_x + P\Delta U_y \quad (11.15)$$

R = ثابت الغاز العالمي.

T = درجة الحرارة المطلقة.

Ns = جزء المولات للمكون المعين في الطور المعين.

P = الضغط.

U'VαS = الطاقة الداخلية الجزئية والحجم والعشوائية على التوالي.

ΔU_x = الزيادة في U_x عندما ينتقل X^{+} من السائل إلى الصلب.

ΔVαΔS = نفس التعريف أعلاه.

إن عامل الإغناء في طرف الشمال من المعادلة (11.15) يوضح فيما إذا كان X^{+} قد اغتنى (مقارنة مع y^{+}) به الأطوار الصلبة. ويعتمد هذا على الإشارة في طرف اليمين من المعادلة (11.15). والتطبيق هذه المعالجة على تبلور السوائل، تظهر الحاجة إلى موديل (modle) يدل التركيب البنائي للسوائل. اقترح الباحث (Whittaker) تحويراً لموديل (Bernak) الذي ينص على أن التركيب البنائي للمنصهرات السليكاتية يتألف من تراص كثيف للأيونات الأوكسجين وان الأيونات الأخرى (السليكون والفلزات) تشغل المواقع البينية المتوفرة.

إن ما تقدم من مناقشة موجزة يشير إلى ضرورة معرفة طبيعة ارتباط أيونات العناصر في كل من الطور الصلب والطور السائل، بهدف التنبؤ بنمط توزيع العناصر خلال عمليات تكوين الصخور بشكل عام. أما خلال عمليات تبلور الصهير بشكل خاص، فتتطلب دراسة توزيع العناصر معرفة حرارة إماهة الأيونات في الصهير الطبيعي وطاقة الشبكة البلورية للمعادن السليكاتية فضلاً عن الطاقة الحرة للتفاعلات التي تحدث في المنصهرات الطبيعية عند حوالي (1000^{0} C). إن مثل هذه المعلومات والقيم غير متوفرة

في الوقت الحاضر. وعليه يبقى استخدام قواعد (Goldschmidt) وربما قواعد (Ringwood) في تفسير سلوك بعض العناصر الآثرية خلال العمليات الجيولوجية. واستناداً إلى ذلك، يعتقد الدباغ (1990) بأن مصير أي عنصر من العناصر الكيميائية خلال تبلور الصهير الناري وتكوين الصخور النارية يتقرر بالعوامل الآتية:

1 ـ تركيز العنصر في الصهير.

2 ـ شحنة ونصف قطر أيون العنصر.

3 ـ السالبية الكهربائية للأيون.

وبناءً على ذلك تقسم العناصر الكيميائية في المجامع الآتية:

المجموعة الأولى: العناصر الرئيسة بسبب وفرتها في الصهير مما يؤدي إلى تكوين معادن مستقلة خاصة بها مثل: O وSi وAl وMg وCa وFe وNa وTi والمعادن التي تشكلها هذه العناصر تكون في أغلبها سليكاتية أو أوكسيدية.

المجموعة الثانية: عناصر تراكيزها الثانوية والآثرية بحيث لا تكفي لتكوين معادن مستقلة ولكن أنصاف أقطار وشحنات أيوناتها تقترب من أنصاف أقطار وشحنات أيونات العناصر الرئيسة. ويؤدي هذا إلى دخول هذه العناصر في معادن العناصر الرئيسة بهيئة إحلال تعويضي (diadochy) مثل: Li وBa وRb وSr وMn وSc وCc وNi وV وGa وGe.

المجموعة الثالثة: عناصر ليثوفيلية تتصف بكون شحنات وأنصاف أقطار أيوناتها تختلف كثيراً عن شحنات وأنصاف أقطار أيونات العناصر الرئيسة فضلاً عن أن تراكيزها واطئة في الصهير وبالتالي لا تستطيع تكوين معادن مستقلة كما أنها لا تستطيع التعويض عن العناصر الرئيسة في معادنها. وتبقى هذه العناصر في الصهير حيث يزداد تراكيزها في السوائل المتبقية من عملية تبلور الصهير الناري. وغالباً ما توجد نفس العناصر بشكل معادن مستقلة ذات أهمية اقتصادية مثل: B وBe وW وNb وTa وZr وSn وTh وU وCs ومجموعة العناصر الترابية النادرة (REE).

المجموعة الرابعة: عناصر أثرية التركيز في الصهير ولا تستطيع أن تحل محل العناصر الرئيسة بشكل مكثف لكون قيم سالبيتها الكهربائية عالية. وغالبية هذه

العناصر تعود إلى مجموعة العناصر الجالكوفيلية ومجموعة العناصر السيدروفيلية ويتركز بعض هذه العناصر في المحاليل الحرمائية ثم يترسب بشكل معادن اقتصادية ويعود معظمها إلى صنف معادن الكبريتيدات (sulphides) مثل: Zn وPb وCd وCu، أو قد تنفصل من الصهير بشكل فلزات طليقة أو سبائك فلزية مثل: Pt وAu وAg.. الخ.

11 ـ 8 نظرية المجال البلوري

طرحت عدة نظريات بشأن تفسير الخواص الفيزيائية والكيميائية لمركبات العناصر المنتقلة. وتعد نظرية المجال البلوري (crystal field theory) واحدة من هذه النظريات، غير أنها تمثل النقيض لنظرية الدار الجزيئي (molecular orbital theory). تهتم نظرية المجال البلوري بطبيعة قوى الألكتروستاتيكية بين الأنيونات أو الجزيئات المستقطبة (Ligands) من ناحية، وبين أيونات العناصر المنتقلة من ناحية أخرى. أما نظرية المدار الجزيئي، فتتناول اختلاف مستويات الطاقة لأيونات العناصر المنتقلة بسبب تأثير تداخلات مداراتها بمدارات الجزيئات المستقطبة (ligands). ويطلق على مزيج من هاتين النظريتين، اسم نظرية مجال الجزيئ المستقطب (ligand field theory).

بشكل عام، تتصف العناصر المنتقلة بعدم اكتمال ملأ مداراتها الخارجية بالألكترونات، حيث أن السلسلة الأولى من العناصر المنتقلة (Sc إلى Zn) تحوي على مدارات 3d غير مكتملة بالألكترونات وكما يوضحها الجدول (11 ـ 5). هذا من ناحية، ومن ناحية أخرى فإن التوزيع المساحي لكثافة الألكترونات حول نواة العناصر المنتقلة (أي المدارات) تأخذ أشكالاً مختلفة منها شكل الكرة كما هو الحال في مدارات .S أو تأخذ أشكالاً تمتد باتجاهات مختلفة في الفراغ كما هو الحال في مدارات 3d (شكل 11 ـ 12) وعليه فإن أيونات العناصر المنتقلة في أغلب الأحيان، لا تأخذ شكل الكروي. وتعرف مدارات 3d بالرموز d_{xy} وd_{yz} و d_{xz} و$d_{x^2-y^2}$ وd_{z^2}.

جدول 11 ـ 5 الترتيب الألكتروني
لذرات وأيونات العناصر المنتقلة / السلسلة الأولى

	العدد الذري	العناصر	Electronic configuration			
	Atomic number	Element	Atom	M(II)	M(III)	M(IV)
	19	K	$(Ar)\,4s^1$	–	–	–
	20	Ca	$(Ar)\,4s^2$	(Ar)	–	–
السلسلة الأولى المتنقلة First transition series	21	Sc	$(Ar)3d^1\,4s^2$	$(Ar)3d^1$	(Ar)	–
	22	Ti	$(Ar)3d^2\,4s^2$	$(Ar)3d^2$	$(Ar)3d^1$	(Ar)
	23	V	$(Ar)3d^3\,4s^2$	$(Ar)3d^3$	$(Ar)3d^2$	$(Ar)3d^1$
	24	Cr	$(Ar)Ed^5\,4s^1$	$(Ar)3d^4$	$(Ar)3d^3$	$(Ar)3d^2$
	25	Mn	$(Ar)3d^5\,4s^2$	$(Ar)3d^5$	$(Ar)3d^4$	$(Ar)3d^3$
	26	Fe	$(Ar)3d^5\,4s^2$	$(Ar)3d^6$	$(Ar)3d^5$	–
	27	Co	$(Ar)3d^7\,4s^2$	$(Ar)3d^7$	$(Ar)3d^6$	–
	28	Ni	$(Ar)3d^8\,4s^2$	$(Ar)3d^8$	$(Ar)3d^7$	$(Ar)3d^5$
	29	Cu	$(Ar)3d^{10}\,4s^2$	$(Ar)3d^9$	$(Ar)3d^8$	–
	30	Zn	$(Ar)3d^{10}\,4s^2$	$(Ar)3d^{10}$	$(Ar)3d^9$	–
	31	Ga	$(Ar)3d^{10}\,4s^2\,4p^2$	$(Ar)3d^{10}\,4p^1$	$(Ar)3d^{10}$	–
	32	Ge	$(Ar)3d^{10}\,4s^2\,4p^2$	$(Ar)3d^{10}\,4p^2$	–	$(Ar)3d^{10}$

Ar = Argon core, $1s^2\,2s^2\,2p^6\,3s^2\,3p^6$ الترتيب الإلكتروني للأركون

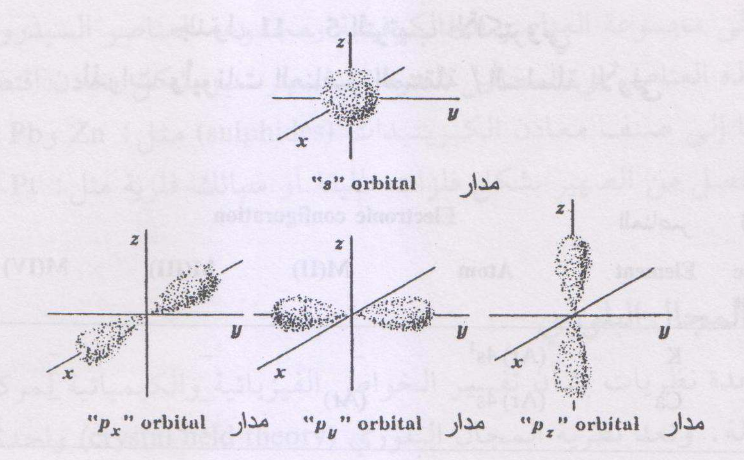
المصدر (Burns, 1970)

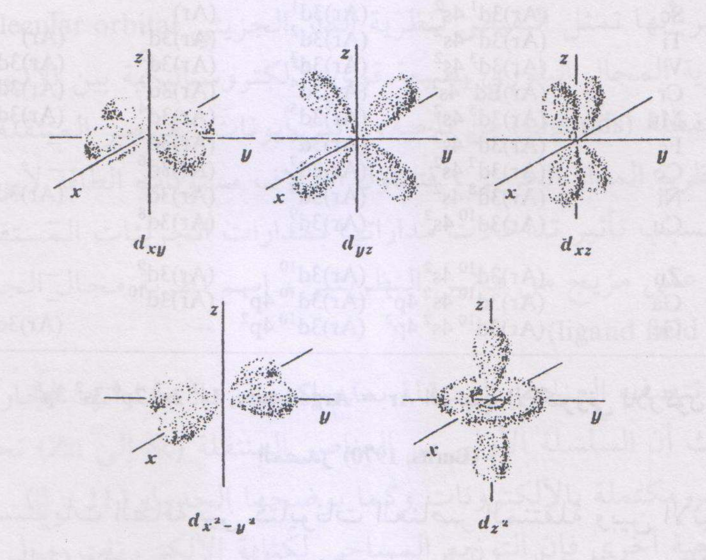
إن مستويات الطاقة بين كتايونات العناصر المنتقلة وبين الأنيونات (نقاط بالشحنة السالبة) تظهر بقيم مختلفة بتباين نوع التآزر والمسافة بين الأيونات وشدة شحنة النقاط (الأنيونات).

إن العناصر المنتقلة / السلسلة الأولى، تمتلك خمسة مدارات من 3d بطاقة متساوية في حالة عدم تأثرها بالمجال البلوري، أما في حالة تأثرها بالمجال البلوري، فإن هذه المدارات تفقد صفة التساوي بالطاقة وذلك بسبب التنافر بين نقاط الشحنة السالبة في الجزيئ المستقطب (ligand) وألكترونات بعض المدارات لأيونات العناصر المنتقلة وكما توضحها الفقرات اللاحقة.

11 ـ 8 ـ 1 التآزر ثماني الأوجه

إن إشغال أيونات العناصر المنتقلة لمواقع ثمانية الأوجه وذلك بالتآزر مع ستة جزيئات مستقطبة متماثلة، تؤدي هذه الحالة، إلى انفصال (اختلاف) صفة تساوي



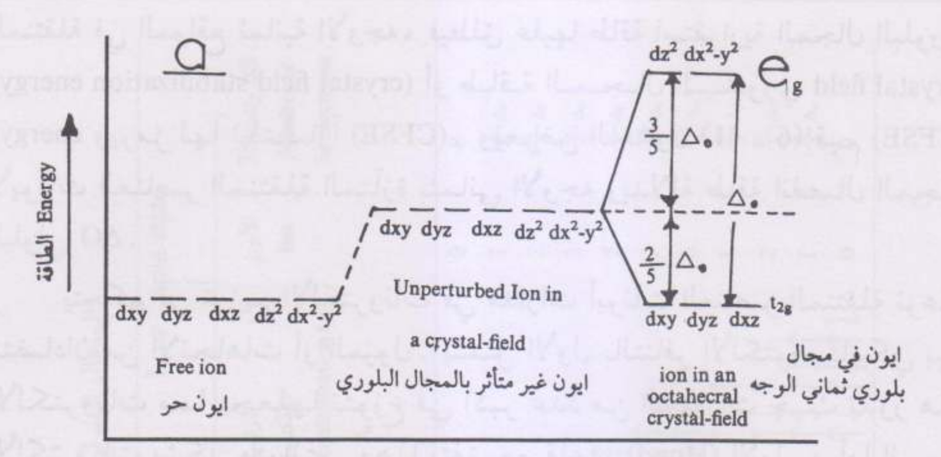


شكل 11 ـ 12 التوزيع الفراغي

لكثافة الألكترونات (أشكال المدارات) حول نوى العناصر المنتقلة

المصدر (Fyfe, 1966)

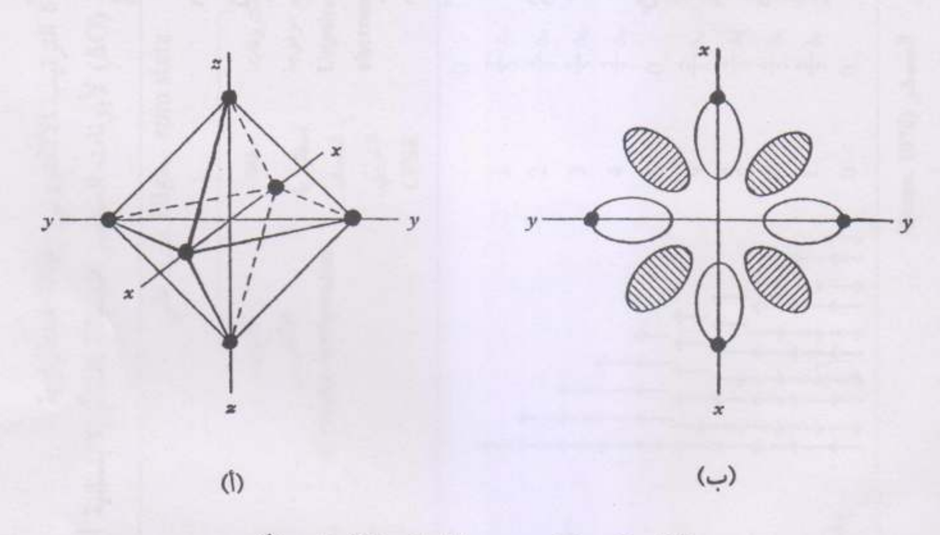
الطاقة لمدارات 3d حيث تزداد طاقة المدارين ($dx^2 - y^2$ و dz^2) وتعرف بالرمز e_g بينما تنخفض طاقة المدارات الثلاثة (d_{xy} وd_{yz} وd_{xz}) التي يرمز لها اختصاراً t_{2g} وكما يوضحه الشكل (11 ـ 13). وتنتج هذه الحالة بسبب ترتيب الأنيونات في الموقع ثماني الأوجه باتجاه المحاور (x وy وz) وهو نفس الاتجاه الذي تمتد إليه مدارات e_g. وعليه فإن الألكترونات في مدارات e_g تتنافر بشكل أكبر مقارنة مع الألكترونات في مدارات t_{2g} التي تمتد بين المحاور (x وy وz) وكما هو موضح في الشكل (11ـ 14).



شكل 11 ـ 13 مخطط لتأثير المجال البلوري

على طاقة مدارات 3d للعناصر المنتقلة المتآزرة بثماني الأوجه

المصدر (Abdulla, 1971)



شكل 11 ـ 14 بترتيب الفراغي للأيونات (أ)

وللمدارات 3d للعناصر المنتقلة وتداخلهما (ب) في المواقع ثمانية الأوجه

المصدر (Burns, 1970)

يعرف الفرق في طاقة مدارات e_g وt_{2g}، بطاقة إنفصال المجال البلوري (crystal field splitting energy) في مواقع ثمانية الأوجه يرمز لها ΔO ويبدو من الشكل (11 ـ 13) بأن كل ألكترون واحد في مدارات t_{2g} يرفع من استقرارية أيونات العناصر المنتقلة بنسبة (2/5ΔO)، في حين يقلل كل ألكترون واحد في مدارات e_g استقراريتها بنسبة (3/5ΔO). أما محصلة (الفرق) طاقة استقرارية أيونات العناصر

المنتقلة في المواقع ثمانية الأوجه، فيطلق عليها طاقة استقرارية المجال البلوري (crystal field stabilization energy) أو طاقة المجال البلوري (crystal field energy) ويرمز لها اختصاراً (CFSE). ويعرض الجدول (11 ـ 6) قيم (CFSE) لأيونات العناصر المنتقلة المتآزة بثماني الأوجه وبدلالة طاقة انفصال المجال البلولي ΔO.

يتحكم في توزيع الألكترونات في مدارات أيونات العناصر المنتقلة نوعان متضادان من الاتجاهات أو الميول. يتمثل الأول بالتنافر الألكتروستاتيكي بين الألكترونات مما يجعلها تتوزع في أكبر عدد من المدارات حيث تدور هذه الألكترونات بشكل متوازي. وهذا يتفق مع قاعدة (Hund) الأولى. أما الميول الثاني، يتلخص بتفضيل الألكترونات للمدارات بطاقة منخفضة وذلك بسبب تأثير المجال البلوري. ولهذه الأسباب تمتلك أيونات العناصر المنتقلة ترتيب ألكتروني بصيغة الدوران الواطئ (low spin) وصيغة الدوران العالي (high spin)1,

جدول 11 ـ 6 الترتيب الألكتروني وطاقة استقرارية المجال البلولي (CFSE) بدلالة (ΔO) لأيونات العناصر المنتقلة المتآزرة بثمانية أوجه

		دوران عالي High – spin state			Low – spin state		
طاقة استقرار المجال البلوري CFSE	ألكترونات غير مزدوجة Unpaired electrons	الترتيب الألكتروني electronic configuration	طاقة استقرارية المجال البلوري CFSE	ألكترونات غير مزدوجة Unpaired electrons	الترتيب الألكتروني Electronic configuration t_{2g} e_g	الأيون Ion	ألكترونات 3d Number of 3d electrons
0	Ca_{2+}, Sc^{2+}, Ti^{4+}		–	0	0	0	0
1	Ti^{3+}	↑	1	$\frac{2}{5}\Delta_0$	↑	1	$\frac{2}{5}\Delta_0$
2	Ti^{2+} V^{3+}	↑ ↑	2	$\frac{4}{5}\Delta_0$	↑ ↑	2	$\frac{4}{5}\Delta_0$
3	V^{2+}, Cr^{3+}, Mn^{4+}	↑ ↑ ↑	3	$\frac{6}{5}\Delta_0$	↑ ↑ ↑	3	$\frac{6}{5}\Delta_0$
4	Cr^{2+}, Mn^{3+}	↑ ↑ ↑ ↑	4	$\frac{3}{5}\Delta_0$	↑↓ ↑ ↑	2	$\frac{8}{5}\Delta_0$
5	Mn^{2+}, Fe^{3+}	↑ ↑ ↑ ↑ ↑	5	0	↑↓ ↑↓ ↑	I	$\frac{10}{5}\Delta_0$
6	Fe^{2+}, Co^{3+}, Ni^{4+}	↑↓ ↑ ↑ ↑ ↑	4	$\frac{2}{5}\Delta_0$	↑↓ ↑↓ ↑↓	0	$\frac{12}{5}\Delta_0$
7	Co^{2+}, Ni^{3+}	↑↓ ↑↓ ↑ ↑ ↑	3	$\frac{4}{5}\Delta_0$	↑↓ ↑↓ ↑↓ ↑	I	$\frac{9}{5}\Delta_0$
8	Ni^{2+}	↑↓ ↑↓ ↑↓ ↑ ↑	2	$\frac{6}{5}\Delta_0$	↑↓ ↑↓ ↑↓ ↑ ↑	2	$\frac{6}{5}\Delta_0$
9	Cu^{2+}	↑↓ ↑↓ ↑↓ ↑↓ ↑	I	$\frac{3}{5}\Delta_0$	↑↓ ↑↓ ↑↓ ↑↓ ↑	I	$\frac{3}{5}\Delta_0$
10	Zn^{2+}, Ga^{3+}, Ge^{4+}	↑↓ ↑↓ ↑↓ ↑↓ ↑↓	0	0	↑↓ ↑↓ ↑↓ ↑↓ ↑↓	0	0

المصدر (Burns, 1970)

إن الأيونات (Ti^{3+} و V^{3+} و Cr^{3+}) المتآزرة بثماني الاوجه، تمتلك ترتيباً ألكترونياً بصيغة واحدة حيث تشغل الألكترونات 3d مدارات من t_2g فقط وبدوران متوازٍ. أما الأيونات (Cr^{2+} و Mn^{3+} و Mn^{2+} و Fe^{3+} و Co^{3+} و Co^{2+} و Ni^{3+}) المتآزرة بثماني الاوجه أيضاً، فتمتلك صيغتين من الترتيب الألكتروني وهما: صيغة الدوران العالي (high spin) وصيغة الدوران الواطئ (low spin). غير أن صيغة الواطئ، غائبة أو غير موجودة في ظروف سطح الأرض التي يسود عندها صيغة الدوران العالي. وتتكون الصيغتان أساساً بسبب إمكانية إشغال الألكترونات مدارات t_{2g} و e_g أو إشغال مدارات t_{2g} بألكترونات متعاكسة الدوران أو مزدوجة الدوران (Spin pairing).

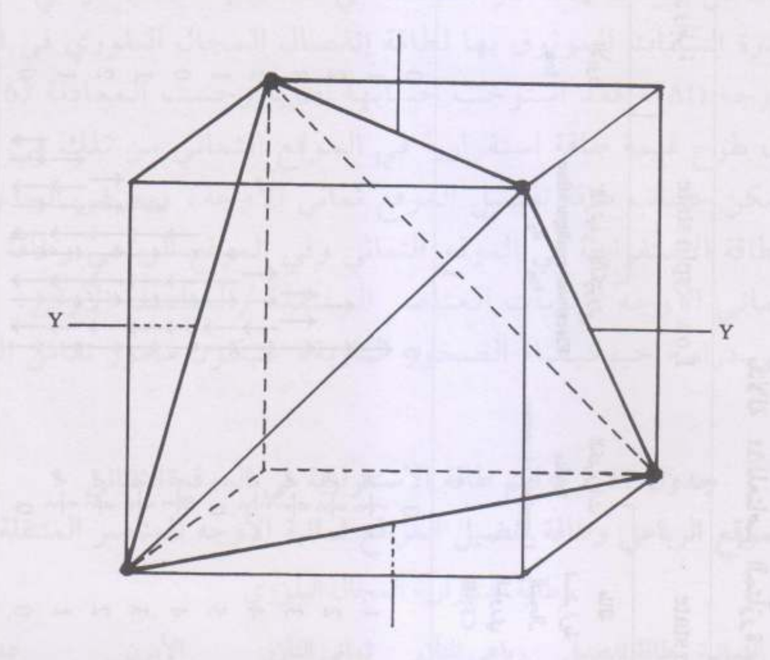
يتضح من الجدول (11 ـ 6) بأن الأيونات d^3 وd^8 وصيغة الدوران الواطئ d^6 تمتلك قيماً عالية من طاقة استقرارية المجال البلوري (CFSE) في المواقع ثمانية الاوجه. وعليه فإن أيونات مثل Cr^{3+} وNi^{2+} و Co^{3+} تميل بشدة لإشغال مواقع ثمانية الأوجه. أما الأيونات بترتيب ألكتروني D^0 وd^{10} وصيغة الدوران الواطئ من d^5 مثل أيونات العناصر Co^{2+} و Zn^{2+} و Mn^{2+} و Fe^{3+}، فتمتلك طاقة مجال بلوري تساوي صفراً (Zero) في المواقع ثمانية الأوجه.

11 ـ 8 ـ 2 التآزر رباعي الأوجه

إن الترتيب الفراغي للأنيونات في المواقع ما بين المحاور (z وy وz) هي السبب في اختلاف مستويات طاقة مدارات 3d للعناصر المنتقلة المتآزرة برباعي الأوجه مقارنة مع ثماني الأوجه (الشكل 11 ـ 15). وعليه تنفصل مدارات dxz وdxy وdyz) بطاقة عالية. وتعرف بالرمز (t_2). أما الثانية فتضم المدارات ($dx^2 - y^2$ وdz^2) بطاقة أقل ويرمز لها اختصاراً (e) وكما هو موضح في الشكل (11 ـ 16). وإن الفرق في طاقة مدارات (t_2) و(e) يعرف بطاقة انفصال المجال البلوري في المواقع رباعية الأوجه ويرمز لها (Δt). وبذلك فإن كل ألكترون واحد في مدارات (t_2) يخفض استقرارية أيون العنصر بنسبة /2) $5\Delta t$)، بينما يرفع كل ألكترون واحد في مدارات (e) من استقرارية العنصر بنسبة ($3/5\Delta t$). ويعرض الجدول (11 ـ 7)الترتيب الألكتروني وقيم طاقة استقرارية المجال البلورية بصيغة الدوران الواطئ وصيغة الدوران العالي في المواقع رباعية الأوجه. وباستثناء أيونات العناصر ($Ni^{2+}, Co^{3+}, Ni^{4+}, Co^{3+}, Fe^{2+}, Mn^{3+}, Cr^{2+}, Mn^{4+}, Cr^{3+}, V^{2+}$) فإن بقية أيونات العناصر توجد بصيغة دوران واحدة. وكما ذكرنا سابقاً، فإن صيغة الدوران العالي هي السائدة على سطح الأرض. إن طاقة استقرار المجال البلوري تساوي صفراً في حالة أيونات العناصر بترتيب d^0 وd^{10} وصيغة الدوران الواطئ بترتيب d^4 وصيغة

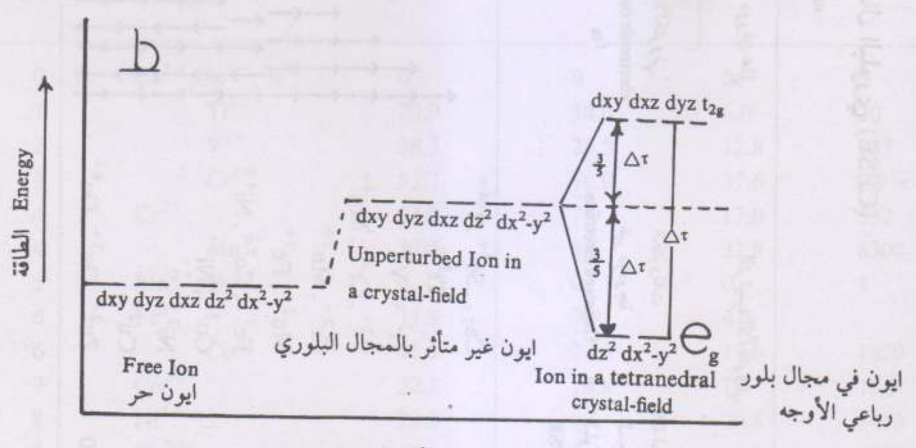
الدوران العالي بترتيب d^5. ويمكن حساب قيمة (Δt) نظرياً بدلالة قيمة (ΔO) وكما في المعادلة الآتية :

$$-\frac{4}{9}\Delta O = \Delta t \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots (11.16)$$



شكل 11 ــ 15 مخطط لمواقع أو الترتيب الفراغي لمواقع الأيونات في التآزر الرباعي

المصدر (Burns, 1970)



شكل 11 ــ 16 مخطط لتأثير المجال البلوري

على طاقة مدارات 3d للعناصر المتنقلة المتآزرة برباعي الأوجه

المصدر (Abdulla, 1971)

جدول 11 ـ 7 الترتيب الألكتروني وطاقة استقرارية المجال البلوري (CFSE) بدلالة Δt للعناصر المتآزرة برباعي الأوجه

طاقة استقرار المجال البلوري CFSE	الكترونات غير مزدوجة Unpaired electrons	الترتيب الألكتروني electronic configuration t_{2g} e_g (دوران عالي High – spin state)	طاقة استقرارية المجال البلوري CFSE (دوران عالي High – spin state)	الكترونات منفردة Unpaired electrons (دوران عالي High – spin state)	الترتيب الألكتروني Electronic configuration t_{2g} e_g (دوران واطىء Low – spin state)	الأيون Ion (دوران واطىء Low – spin state)	الترتيب الالكتروني ألكترونات 3d Number of 3d electrons (دوران واطىء Low – spin state)
0	Ca_{2+}, Sc^{3+}, Ti^{4+}			0	0	0	0
1	Ti^{3+}	↑	1	$\frac{3}{5}\Delta_0$	↑	1	$\frac{3}{5}\Delta_0$
2	Ti^{2} +, V^{3+}	↑ ↑	2	$\frac{6}{5}\Delta_0$	↑ ↑	2	$\frac{4}{5}\Delta_0$
3	V^{2+}, Cr^{3+}, Mn^{4+}	↑ ↑ ↑	3	$\frac{6}{5}\Delta_0$	↑ ↑ ↑	3	$\frac{3}{5}\Delta_0$
4	Cr^{2+}, Mn^{3+}	↑ ↑ ↑ ↑	4	$\frac{3}{5}\Delta_0$	↑↓ ↑ ↑	2	$\frac{8}{5}\Delta_0$
5	Mn^{2+}, Fe^{3+}	↑ ↑ ↑ ↑ ↑	5	0	↑↓ ↑↓ ↑	1	$\frac{10}{5}\Delta_0$
6	Fe^{2+}, Co^{3+}, Ni^{4+}	↑↓ ↑ ↑ ↑ ↑	4	$\frac{12}{5}\Delta_0$	↑↓ ↑↓ ↑↓	0	$\frac{12}{5}\Delta_0$
7	Co^{2+}, Ni^{3+}	↑↓ ↑↓ ↑ ↑ ↑	3	$\frac{4}{5}\Delta_0$	↑↓ ↑↓ ↑↓ ↑	1	$\frac{9}{5}\Delta_0$
8	Ni^{2+}	↑↓ ↑↓ ↑↓ ↑ ↑	2	$\frac{6}{5}\Delta_0$	↑↓ ↑↓ ↑↓ ↑ ↑	2	$\frac{6}{5}\Delta_0$
9	Cu^{2+}	↑↓ ↑↓ ↑↓ ↑↓ ↑	1	$\frac{3}{5}\Delta_0$	↑↓ ↑↓ ↑↓ ↑↓ ↑	1	$\frac{3}{5}\Delta_0$
10	Zn^{2+}, Ga^{3+}, Ge^{4+}	↑↓ ↑↓ ↑↓ ↑↓ ↑↓	0	0	↑↓ ↑↓ ↑↓ ↑↓ ↑↓	0	0

المصدر (Burns, 1970)

11 ـ 8 ـ 3 طرق إيجاد قيمة ΔO وΔt:

إن قيمة طاقة انفصال المجال البلوري ΔO وΔt، يمكن إيجادها من خلال قياس امتصاص أيونات العناصر المنتقلة في محاليلها المائية أو في الزجاج. وبسبب ندرة البيانات الموثوق بها لطاقة إنفصال المجال البلوري في المواقع رباعية الأوجه (Δt)، فقد استوجب حسابها نظرياً وحسب المعادلة (11.16). ومن خلال طرح قيمة طاقة استقرارية في الموقع الثماني من تلك في الموقع الرباعي يمكن حساب طاقة تفضيل الموقع ثماني الأوجه. ويعرض الجدول (11 ـ 8) قيم طاقة الاستقرارية في الموقع الثماني وفي الموقع الرباعي وطاقة تفضيل الموقع ثماني الأوجه لأيونات العناصر المنتقلة / السلسلة الأولى، غير أن أهميتها في دراسة جيوكيمياء الصخور النارية، سيكون محور نقاش الفقرات اللاحقة.

جدول 11 ـ 8 قيم طاقة الاستقرارية في الموقع الثماني والموقع الرباعي وطاقة تفضيل المواقع ثمانية الأوجه للعناصر المنتقلة

عدد ألكترونات3d Number of 3d electrons	الأيون Ion	طاقة استقرارية المجال البلوري: ثماني التآزر Octahedral CFSE kcal mole^{-1} (E_o)	طاقة استقرارية المجال البلوري: رباعي التآزر Tetrahedral CFSE kcal mole^{-1} (E_t)	طاقة تفضيل الموقع الثاني Octahedral nite preference energy	نسبة المواقع الثمانية إلى الرباعية n_o/n_t
0	Ca^{2+}, Sc^{3+}, Ti^{4+}	0	0	0	0
1	Ti^{3+}	20.9	14.0	6.0	20
2	V^{3+}	38.3	25.5	12.8	157
3	Cr^{3+}	53.7	16.0	37.6	2.9×10^5
4	Cr^{2+}	24.0	7.0	17.0	532
4	Mn^{3+}	32.4	9.6	22.8	8300
5	Mn^{2+}, Fe^{3+}	0	0	0	1
6	Fe^{2+}	11.9	7.9	4.0	
6	Co^{2+}	45.0	26.0	19.0	1820
7	Co^{2+}	22.2	14.8	7.4	18.5
8	Ni^{2+}	29.2	8.6	20.6	3450
9	Cu^{2+}	21.6	6.4	15.2	420
10	Zn^{2+}, Ga^{3+}, Ge^{4+}	0	0		1

المصدر **(Burns, 1970)**

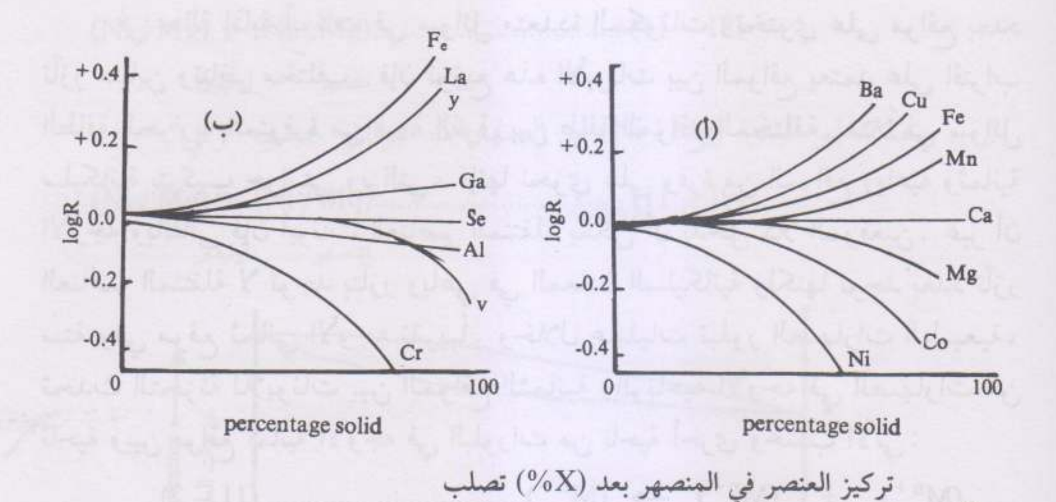
11 ـ 8 ـ 4 جيوكيمياء العناصر المنتقلة في الصخور النارية:

إن أحد أكثر البيانات التفسيرية لتجزئة العناصر الأثرية خلال عمليات تبلور الصهارات الطبيعية هي تلك المتوفرة عن مندس (skaergaard) حيث تم قياس تراكيز عدد من العناصر في المعادن المنفصلة عن الصهارات خلال المراحل المختلفة من التبلور (جدول 11 ـ 9). وعند تسقيط هذه البيانات يتضح بأن هناك تسلسلاً معيناً لانتشال أيونات العناصر المنتقلة من الصهارات خلال المراحل المختلفة من التبلور (شكل 11 ـ 16) وأن هذا التسلسل يتطابق إلى حد كبير مع اختلاف طاقة تفضيل هذه العناصر للمواقع ثمانية الأوجه (جدول 11 ـ 8) بالنسبة للأيونات ثنائية وثلاثية الشحنة بشكل منفصل.

جدول 11 ـ 9 محتوى (جـ أ م) صخور مندس (skeargaard)
من العناصر الأثرية مقارنة بمحتوى الصهير الأولي من نفس العناصر

	الصهير الابتدائي Intial magma	كابروبكرايت ويوكرايت Gabbro picrite and eucrite (earliest)	أوليفين كابرو Olivine gabbaro	كابروخالية من الأوليفي Olivine free gabbro	الكابرو الحديدية ferrogabbros		هيدبلرجايت كرانوفاير Hedenbergite	كرانوفاير (متآخرة) Grano- phyre (latest)
+ Rb	—	—	—	—	—	—	30	200
Ba	40	25	25	45	50	150	450	1700
Sr	300	200	700	450	700	450	500	300
La	—	—	—	—	—	—	25	150
Y	—					125	175	200
Zr	40	40	35	25	20	100	500	700
Se	15	7	20	15	10			
Cu	130	70	80	175	400	200	500	20
Co	50	80	55	40	40	5	10	4
Ni	200	600	135	40			5	5
Li	3	3	2	3	3	15	25	12
V	150	170	225	400	15			12
Cr	300	700	175					3
Ga	15	12	23	15	20	20	40	30
Proportion of rocks as percentage أجزاء الصخور بالمائة		65	14	10	7	2	$\frac{1}{2}$	$\frac{1}{2}$

المصدر (Wager, 1947)



تركيز العنصر في المنصهر بعد (X%) تصلب
= R
تركيز نفس العنصر في المنصهر الابتدائي

شكل 11 ـ 17 تسلسل انتشال العناصر المتنقلة بشحنة ثنائية (أ) وثلاثية (ب) من قبل المعادن السليكاتية المتبلورة من الصهير.
المصدر (Williams, 1959)

إن انتقال أيون ما في الطور السائل إلى الطور الصلب، يتصف بزيادة معدل عدد تآزر العنصر في الطور الصلب ونقصان في المسافة بين الذرات في الطور الصلب فالأيونات المستقرة بشكل خاص في التآزر ثماني الأوجه، فإن استقرارها يزداد عند انتقالها من المواقع المشوهة لثماني الأوجه في الطور السائل وإلى المواقع النظامية لثماني الأوجه في الطور الصلب. وعليه فإن اغتناء البلورات المبكرة بأيون عنصر Cr^{3+} و Ni^{2+} (شكل 11 ـ 16) يفسر على أساس ارتفاع طاقة استقرار المجال البلوري لهذه الأيونات في المواقع ثمانية الأوجه. غير أن الطاقة النسبية للأواصر التي تربط الأيونات في الصهارات الطبيعية وفي البناء البلوري يجب أن تؤخذ بنظر الاعتبار. ولتذليل صعوبة الحصول على الصهارات الطبيعية تم اقتراح استخدام صلب سريع التبريد (quench). ويعتقد أن بنية السوائل هي في الحقيقة شبيهة ببنية الطور المتبلور إن قياسات حيود الأشعة السينية للأملاح سريعة التبريد تشير إلى أن المسافة بين الفلز والأنيون متشابهة أو أقصر قليلاً وإن المسافة بين الجزيئات المتجاورة أطول وأن معدل عدد تآزر الأيونات أقل في الطور السائل مقارنة مع الطور الصلب عند درجة الانصهار. إن طيف امتصاص مركبات العناصر المنتقلة والسوائل المشتقة منها هي في حقيقة الحال متشابهة. ويشير هذا إلى تشابه طاقة استقرارية المجال البلوري في كل من الطورين.

في حالة إذابة أيونات في سوائل متعددة المكونات وتحتوي على مواقع بعدد تآزر متباين وتناظر مختلف، فإن توزيع هذه الأيونات بين المواقع يعتمد على اقتراب الطاقة الحرارية المتوفرة من قيمة الفرق بين طاقة المواقع المختلفة. مثلاً في سوائل سليكاتية بتركيب جرانيتي وبزالتي، فإنها تحوي على وفرة من المواقع رباعية وثمانية الأوجه وبالتالي فإن أيونات العناصر المنتقلة يمكن أن تدخل كلا الموقعين. غير أن العناصر المنتقلة لا توجد بتآزر رباعي في المعادن السليكاتية ولكنها توجد بعدد تآزر ستة وفي موقع ثماني الأوجه تقريباً. وخلال عمليات تبلور الصهارات الطبيعية، تحدث التجزئة للأيونات بين المواقع الثمانية والرباعية الأوجه في الصهارات من ناحية وبين مواقع ثمانية الأوجه في البلورات من ناحية أخرى وحسب الآتي:

$$(M^{n+}) \quad + \quad (M^{n+}) \quad \longrightarrow \quad (M^{n+}) \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \ (11-7)$$

صهير رباعي الأوجه   صهير ثماني الأوجه   بلورات ثمان الأوجه

إن قيمة طاقة تفضيل الموقع الثماني الأوجه للعناصر المنتقلة (جدول 11 ـ 8) تشير إلى أن انتشال العناصر المنتقلة يتبع التسلسل الآتي:

أيونات M^{2+} .... $Ni > (Cr) > (Cu) \quad Co > Fe > Mn \geqslant Ca, Zn$

أيونات M^{3+} .... $Cr > (Mn) > (Co) > V > Ti > Fe \geqslant Sc, Ga$

ويتفق هذا التسلسل بشكل معتدل مع التسلسل الموضح في الشكل (11 ـ 17) الخاص بانتشال العناصر المنتقلة في معادن مندس (skeargaard). ويمكن أن تتحسن المقارنة باستثناء العناصر الموجودة بين الأقواس.

11 ـ 8 ـ 5 الجدل حول سلوك عنصر النيكل

إن اغتناء النيكل في الأجزاء المبكرة للمعادن المتبلورة من الصهارات قد أثار جدالاً واسعاً حول سلوك وتوزيع هذا العنصر في الصخور النارية. ويتعارض هذا السلوك ليس مع قواعد (Goldschmidt) و(Ringwood) فقط ولكن سلوكه يتعارض أيضاً مع علاقات الانصهار في المنظومة ثنائية المكونات. يمتلك أيون النيكل Ni^{2+} نصف قطر أيوني يساوي ($0.72A^0$) وسالبية كهربائية تساوي (1.8) مما يؤدي إلى دخوله المتأخر في معدن الفورسترايت وذلك بإحلاله محل أيون المغنيسيوم بنصف قطر أيوني يساوي ($0.65A^0$) وسالبية كهربائية تساوي (1.2) وحسب قواعد كل من (Goldschmidt) و(Ringwood). كما توضح منظومة $Mg_2\,SiO_4 - Ni_2\,SiO_4$ (الشكل 11 ـ 18) بأن أوليفين الحديدوز والنيكل ينصهر بدرجات حرارة أقل من الفوسترايت. ويعني هذا بأن:

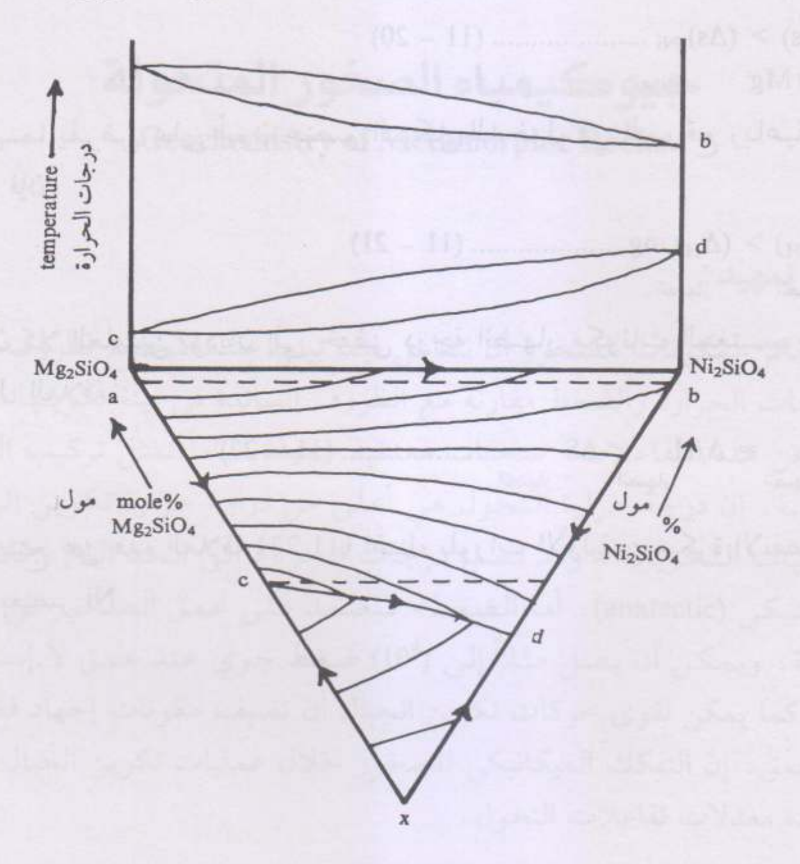
(Ni / Mg) < (Ni / Mg)................................ (11 – 18)

منصهر أوليفين

بينما تتغاير النسبة (Ni / Mg) في الصهارات البزالتية حسب الآتي :

(Ni / Mg) > (Ni / Mq)................................ (11 – 19)

المنصهر أوليفين



شكل 11 ـ 18 شكل الطور للمنظومة $Ni_2\ SiO_4 - Mg\ SiO_4 - Na\ SiO_5$.

(b – a) منحنى السائل والصلب للمنظومة الثنائية $Ni_2\ SiO_4 - Mg\ SiO_4$.

(d – c) منحنى السائل والصلب للمنظومة الثلاثية المذكورة أعلاه .

المصدر (Burns, 1970)

ولغرض تفسير الاغتناء النسبي للنيكل مقارنة مع المغنيسيوم خلال التبلور التجزيئي للأوليفين من المنصهر، تم افتراض انقلاب علاقات منحنى السائل بمنحنى الصلب في المنظومة الثنائية $Ni_2\ SiO_4 - Mg_2\ SiO_4$ التي تحوي سوائلها على نسبة كبيرة من المواقع بتآزر رباعي الأوجه (شكل 11 ـ 18). ويمكن توضيح

هذا الانقلاب في المنظومة ثلاثية المكون $Ni_2 SiO_4 - Mg_2 SiO_4 - Na_2 Si_2 O_5$ (نفس الشكل المذكور سابقاً).

بسبب عدم انتمائه لمجموعة العناصر المنتقلة من ناحية وعدم امتلاكه لطاقة تفضيل موقع ما، فإن المغنيسيوم يتوزع في جميع المواقع المتوفرة في الصهير. ويعني هذا بأن:

$$(\Delta s)_{\text{انصهار Mg}} > (\Delta s)_{\text{انصهار Ni}} \;\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\; (11-20)$$

بينما يفرض على أيون عنصر النيكل الدخول في المواقع رباعية التآزر وبالتالي فإن:

$$(\Delta_H)_{\text{انصهار}} > (\Delta_H)_{\text{انصهار mg}} \;\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\; (11-21)$$

إن كلا العاملين يؤديان إلى خفض درجة انصهار مكونات المغنيسيوم وذلك من خلال العلاقة:

$$T_{\text{انصهار}} = \Delta/H_{\text{انصهار}} \quad \Delta S_{\text{انصهار}} \;\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\; (11-22)$$

وينتج عن هذه العلاقة (11.22) اغتناء بلورات الأوليفين مبكرة الانفصال عن الصهير بعنصر Ni.

الفصل الثاني عشر
Chapter Twelve

جيوكيمياء الصخور المتحولة
Geochemistry of Metamorphic Rocks

12 ـ 1 تمهيد :

يمكن لمكونات الصخور أن تتفاعل فيما بينها عندما تخضع لظروف مختلفة من درجات الحرارة والضغط مقارنة مع الظروف السائدة في بيئة تكوينها الأولي. وينتج عن هذه التفاعلات، صحبات معدنية جديدة تماماً تمثل تركيب الصخور المتحولة. إن درجة حرارة التحول هي أعلى من درجة حرارة تكوين الرواسب والعمليات التحويرية، وقد تصل درجات الحرارة إلى الحد اللازم للانصهار الانيتكتيكي (anatectic). أما الضغط، فيعتمد على عمق الصخور في القشرة الأرضية. ويمكن أن يصل مثلاً إلى (10^4) ضغط جوي عند عمق لا إستمرارية موهو. كما يمكن لقوى حركات تكوين الجبال أن تضيف مكونات إجهاد فضلاً عن تأثير العمق. إن التفكك الميكانيكي للصخور خلال عمليات تكوين الجبال، تؤدي إلى زيادة معدلات تفاعلات التحول.

بالرغم من أن التفاعلات التحويرية تشتمل على إعادة التبلور وعلى إعادة تنظيم المكونات الداخلية، إلا أن العمليات التحويرية لا تدخل ضمن حدود تفاعلات التحول. وفي الصخور الناعمة مثلاً، فإن المعادن الجديدة المتكونة لا يمكن تمييزها بسهولة عن المكونات الفتاتية للرواسب. وبسبب انخفاض معدلات التفاعلات بين المعادن السليكاتية عند درجات الحرارة الواطئة، فإن الحدود السفلى للتحول لا يمكن تأشيرها بسهولة، كما أن حالات التوازن لا يمكن الوصول إليها بمعدلات سريعة. وعليه فإن نواتج التحول بدرجات منخفضة لا يمكن دائماً تمييزها عن نواتج العمليات التحويرية. وفي الأنظمة ذات الفعالية العالية مثل

منظومات الأملاح والمواد العضوية، فإن الحدود بين التفاعلات التحويرية وتفاعلات التحول، تكون عند درجات حرارة أقل مقارنة بالصخور السليكانية. إن تطوير أجهزة الضغط العالي كان لها الأثر الكبير في إجراء التجارب المختبرية التي غطت جميع مديات درجات الحرارة والضغط لتحول الصخور. وبسبب صغر أو انخفاض حجم مواد هذه التجارب، فإنها عادة تخضع إلى فحوص بأجهزة الأشعة السينية.

12 ـ 2 التحول التماسي (contact):

يحدث ويتطور التحول التماسي الستاتيكي بشكل محلي حول المندسات النارية، وبهذا يمكن تمييز هذا النوع من التحول عن التحول الإقليمي. وغالباً يكون المنحدر الحراري حاداً في التحول التماسي. ويبلغ عادة سمك النطاق بين المندسات النارية والرواسب غير المتحولة، بحدود عدة كيلومترات. تعتمد درجات الحرارة عند تماس المندسات النارية بالصخور المحيطة، على نوع الصهارات لهذه المندسات فضلاً عن عمق هذه المندسات. عادة، تبلغ درجات الحرارة في الصهارات الجرانيتية حوالي (700^0 C)، في حين تبلغ درجات الحرارة التي عندها تبدأ الصهارات البزالتية بالتبلور، حوالي (1150^0 C). وتشير التقديرات إلى أن الحرارة المكتسبة في الصخور المحيطة بالمندس الناري، تبلغ حوالي (60%) من حرارة الصهارات النارية وذلك بفعل تأثير المنحدرات الحرارية الخاصة بتلك الصخور. إن انخفاض درجات الحرارة ومساحة هالة التحول والزمن الذي يستغرقه توقف عمليات التحول، إن كل هذا يعتمد على حجم الجسم المندس. يقتصر حدوث التحول التماسي على الكيلومترات الأولى العليا للقشرة الأرضية، وهذا يعني اقتصارها على الأنطقة بضغوط منخفضة، ويمكن أن يصاحب التحول التماسي، تبادل المكونات المتحركة.

12 ـ 3 التحول الاستعاضي:

يتغير تركيب الصخور التي تقع بالقرب من التماس بالمندس الناري. وهذه التغييرات يطلق عليها التحول الاستعاضي (metasomatism). وتحدث التغييرات بفعل تأثير مكونات الصهارات النارية من المكونات الطيارة التي يتم تحريرها خلال عمليات التبلور للمنصهرات النارية. وتنتقل مكونات مثل الماء وCO_2 فضلاً عن HCl وHF، لتمر في الصخور المجاورة. أما المكونات الذائبة، فتترسب بمجرد

الوصول إلى حدود الإشباع، أو تتفاعل هذه المكونات مع الصخور المجاورة. وحسب علامة (+ و -) معامل الحرارة المؤثر في الذوبان، فإن مركبات مختلفة سوف تهاجر باتجاهات مختلفة ضمن الانحدار الحراري. إن دراسة حالة التوازن بين الفلدسبار والأطوار السائلة المصاحبة لها، تعد ذات أهمية رئيسة في فهم وإدراك التفاعلات الاستعاضية. عند درجة حرارة وضغط معينين (مثلاً 700^0 C و200bars) لا يلاحظ وجود علاقة خطية بين نسبة [K/ (Na + K)] في الفلدسبار القلوية والطور الغازي المصاحب لها. إن قيمة هذه النسبة أقل بكثير من الواحد في الأطوار الغازية المصاحبة للفلدسبارات القلوية الوسطية، ولكنها تزداد في السوائل المصاحبة للفلدسبارات الغنية بالبوتاسيوم وذلك إلى قيمة أعلى من قيمة نفس النسبة في الأطوار الصلبة. إن انتقال محتوى الصهير من المكونات الثانوية في الأطوار السائلة ربما يؤدي إلى إغناء ملحوظ عند أنطقة التماس وذلك ببعض المكونات التي تشكل مركبات طيارة مثل: هاليدات العناصر pb, Fe, Si أو Sn. وتضم المراجع العلمية أمثلة عديدة على التحول التماسي المصاحب للتحول الاستعاضي الذي يتضمن إضافة أو فقدان عناصر ومركبات كيميائية. وبالرغم من إمكانية انتقال المواد بتأثير المنحدرات الحرارية الحادة، هناك العديد من تفاعلات التحول الحراري التي تحدث في ظروف ثبات التركيب الكيميائي. إن معالجات الدينميكية الحرارية لمثل هذه الحالات يعيقها عدم الدقة في تقدير الضغوط الجزئية للمكونات الطيارة الأكثر أهمية مثل: CO_2 H_2O.

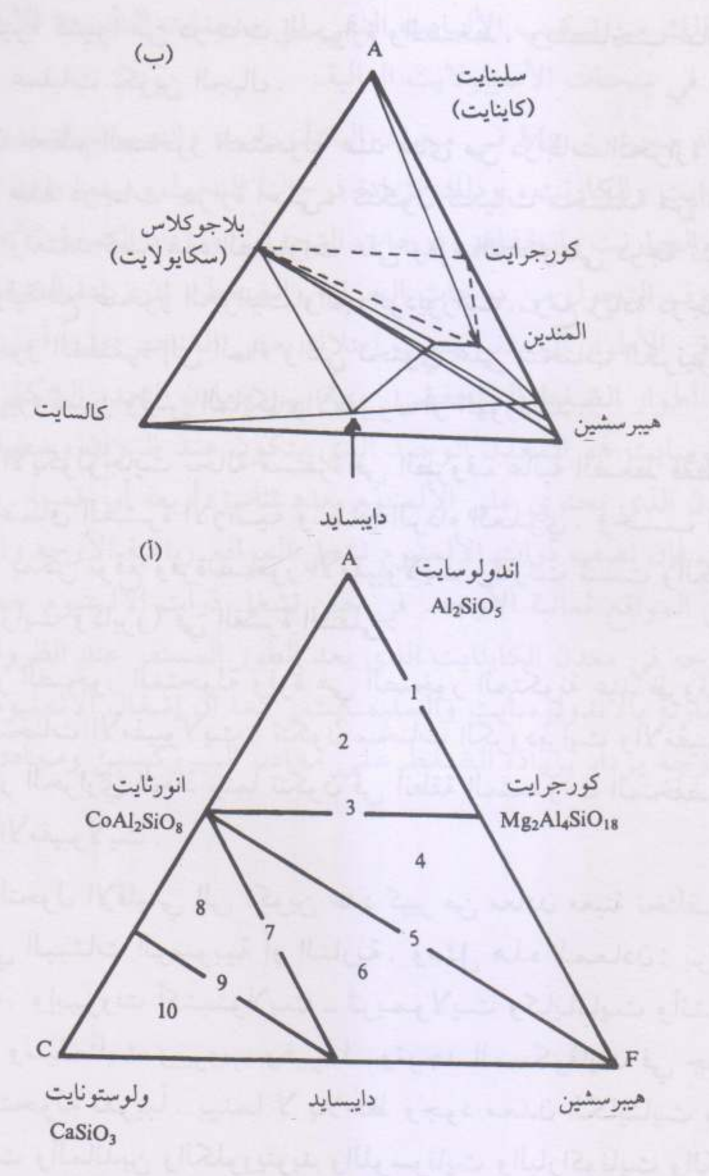
12 ـ 4 سحنات الصخور المتحول:

يعد العالم (Eskola) أول من أدخل مفهوم السحنات المتحولة، غير أنها برهنت فيما بعد على فائدتها في استطلاع ظروف تكوين الصخور المتحولة. تتألف السحنات التحولية من سلاسل من الصحبات المعدنية حسب اختلاف التركيب الكيميائي للصخور والتي تتكون عند ظروف متساوية من الحرارة والضغط.

وفي كل الأحوال التي تتساوى فيها الظروف الخارجية، فإن نفس الصحبات المعدنية يمكن ملاحظتها في جميع الصخور المتحولة بشرط وفرة حالة التوازن. وفي السنوات اللاحقة تم تقسيم السحنات المتحولة الأساسية إلى سحنات ثانوية كما تم تقسيم مديات الحرارة والضغط بالاعتماد على الملاحظات البتروغرافية والتجارب المختبرية. واقترح (Eskola) رسم الصحبات المعدنية بحسب النسب

الذرية لبعض المكونات الرئيسة على الأشكال المثلث. وكما هو معلوم فإن الجزء الأعلى من القشرة القارية يحتوي على عدة عناصر أهمها: Mg, Na, K, Ca, Fe, Al, Si. ويوجد عنصر Si بكميات إضافية في أكثر الصخور التي تتعرض إلى التحول. غير أن وفرة عنصر Si بشكل معدن منفصل يتمثل الكوارتز، فإن هذا العنصر يمكن إهماله وعدم تمثيله في المرتسمات. وبسبب إمكانية الإحلال بين Fe^{3+}, Mg^{2+} وكذلك بين Fe^{2+}, Al^{3+}، فإن هذين الزوجين من العناصر يمكن اعتبارهما مكونين إثنين. ويصبح عدد المكونات يساوي أربعة فقط وبالتالي يمكن تمثيلها في شكل رباعي الأوجه أو بشكل مثلثين إثنين. ومن هذه الأشكال هو شكل ACF (شكل 12 ـ 1) الذي يعد أهم الأشكال المستخدمة يمثل الرمز (A) مجموع Fe^{3+}, Al^{3+} وذلك بعد طرح الكمية المثبتة منهما في الفلدسبارات. أما الرمز (C) فيمثل النسبة الذرية من Ca^{2+}، في حين يمثل الرمز F النسب الذرية لمجموع $[Mn^{2+} + Fe^{3+}) + Mg^{2+}]$. أما الشكل AKF، فيأخذ بنظر الاعتبار معادن البوتاسيوم بدلاً من معادن الكالسيوم. وبهذه المعالم يمكن بسهولة رسم العلاقات بين المعادن المهمة في الصخور المتحولة.

إن التفاعلات المعدنية ثابتة التركيب والتي تحدث عند أنطقة التماس مع الصخور الجوفية فيمكن إعزاؤها إلى ثلاث سحنات تماسية مختلفة وهي: سحنات الألبايت ـ إبيدوت هورنفيلس وسحنات الهورنبلند هرنفيلس وسحنات هورنفيلس بيروكسين. إن معادن الصحبات المعدنية المختلفة يمكن ملاحظتها في الجدول (12 ـ 1). وتجدر الإشارة بأن الصحبات المعدنية المعينة أو غير المتكررة، لا تتكون إلا في الصخور ذات التركيب المعقد، فالصخور الجيرية والرملية تحتوي على الكالسيات والكوارتز قبل وبعد تأثير ظروف التحول عليها. وفي ظروف عالية (10000 bars و 400^0 c) من ضغط وحرارة، يمكن أن يتكون الأراكونايت من الكالسايت. وعند درجة حرارة (850^0 C) وضغط جوي اعتيادي يتكون التريديمايت من الكوارتز. وعليه فإن وفرة بعض المعادن يعد دالة على ظروف تكوين الصخور المتحولة. ومثل هذه المعادن هو معدن البيروفيلايت والتريمولايت وأندلوسايت والكورديرايت والكروسيولايت والأنثوفيلايت والفيسيوفينايت والسيلينايت والولاستونايت وغيرها. وفي حالة درجات الحرارة العالية والضغط المنخفض وكما هو حال الظروف المؤثر في مكتنفات الصهارات البزالتية، فإن الشحنات التي تتكون هي السنادينايت.



شكل 12 ـ 1 مخطط ACF للصحبات المعدنية في شحنات بيروكسين هورنفيلس

(أ) وفي شحنات الكرانيولايت (ب)

المصدر (Verhoogen etal., 1970) (Krauskopf, 1979)

12 ـ 5 التحول الإقليمي (Regional)

بالمقارنة مع التحول التماسي، فإن التفاعلات التي تحدث في التحول الإقليمي تؤثر في حجم كبيرة من الصخور. كما أن التحول الإقليمي يحدث في

ظروف متغيرة كثيراً من درجات الحرارة والضغط. ويتصاحب عادة التحول الإقليمي مع عمليات تكوين الجبال.

تتكون معظم الصخور المتحولة عند مدى من درجات الحرارة (650^0 C - 400^0 C) أما عند درجات حرارة أعلى، تتكون كميات مختلفة من الصهارات الأنتكتيكية. وتعتمد كمية هذه الصهارات على وفرة الماء وعلى درجة تشابه تركيب الصخور الأولية مع صخور الجرانيت والجرانوديورايت. ومع زيادة درجة الحرارة، تتكون الصخور المفتقرة إلى الماء والتي تحتوي على سحنات الكرنيولايت التي تضم الاورثوبيروكسين وليس المايكا والأمفيبول أو الهورنبلند.

توجد الايكولوجايت بحالة مستقرة في الظروف عالية الضغط فقط وكما هو الحال في أعماق القشرة الأرضية ونطاق الرداء العلوي. وحسب القياسات الجيوفيزيائية يمكن توقع وفرة صخور الأمفيبولايت وكارنت شست والكارنيولايت (بتركيب دايورايت وكابرو) في القشرة السفلى.

إن أكثر الصخور المتحولة وفرةً هي الصخور المتكونة عند ظروف الشست الأخضر أو سحنات الأمفيبولايت. تتكون سحنات الكروديرايت والأمفيبولايت في أنطقة المنحدر الحراري الحاد بينما تتكون في أنطقة المنحدرات المنخفضة سحنات الالمندايت والأمفيبولايت.

يؤدي التحول الإقليمي إلى تكوين عدد كبير من معادن معينة تختلف عن تلك المتكونة في البيئات الرسوبية أو النارية. ومثل هذه المعادن: براجونايت ولوسونايت. وإبيروت أكتينولايت ـ تريمولايت وكايانايت وأنثوفيلايت وكوردورايت وسيلمنايت وبيروب وغيرها. وتوجد المسكوفايت في جميع أنواع الصخور المتحولة تقريباً. بينما لا يلاحظ وجود معدن الكاينايت والبيروب والستارولايت وألماندين والكلوريتويد واللوسونايت والباراكونايت والكلوكوفين في صخور التحول التماسي. ويوضح الجدول (12 ـ 1) قائمة من المعادن حسب تقسيمات سحنات التحول الإقليمي أيضاً.

يوجد عدد قليل من المعادن التي تظهر في سحنات تحول رئيسة واحدة أو في سحنات تحول ثانوية واحدة. وأكثر هذه المعادن تظهر صفة المحاليل الصلبة. ويختلف تركيب أعضاء هذه السلاسل من المحاليل الصلبة والذي يعتمد على الصحبة المعدنية وظروف تكوينها. إن أكثر أطوار المحاليل الصلبة شيوعاً في الصخور النارية والمتحولة هي أطوار البلاجوكليز. ويزداد محتوى الأنورثايت بزيادة

الحرارة وذلك من تركيب الألبايت النقي في سحنات الشست الأخضر ولغاية الأنورثايت في سحنات الأمفيبولايت العالية.

يزداد محتوى Mg في معدن الكلورايت والهورنبلند والبيوتايت والكوردورايت والكارنت، وذلك بزيادة درجات التحول، بينما يزداد محتوى Mn في معادن الجارنت بانخفاض درجات التحول. وتزداد النسبة Fe^{2+}/ Fe^{3+} مع ارتفاع ظروف التحول من درجات الحرارة والضغط. إن زيادة الضغط يؤدي إلى تحويرات في الأطوار المعدنية بسبب امتلاك بعض العناصر عدداً أعلى من التناسق مقارنة مع أطوار الضغط المنخفض. ومن بين معادن التعدد الشكلي ($Al_2 SiO_5$) فإن الأندلوسايت هو المعدن الوحيد الذي يتكون عند ظروف وسطية من الضغط وهو المعدن الذي يحتوي على الألمنيوم بعدد تناسق أربعة أو خمسة. أما في معدن السليمنايت فإن نصف ذرات الألمنيوم تشغل المواقع رباعية الأوجه والنصف الآخر منها تشغل المواقع ثمانية الأوجه. في حين تشغل ذرات الألمنيوم جميعها المواقع ثمانية الأوجه في معدن الكاينايت الذي يعد الطور المستقر عند الظروف العالية من الضغط مقارنة بالأندولوسايت والسليمنايت. كما أن إشغال الألمنيوم في المواقع ثمانية الأوجه يزداد بزيادة الضغط على معادن البيروكسين ومعادن السليكاتية الأخرى.

جدول 12 – 1 معادن الصخور المتحولة بترتيب حسب زيادة ظروف التحول من الضغط ودرجات الحرارة. A = معادن التحول التماسي B = معادن التحول الإقليمي. المعادن الموجودة في سحنة واحدة من (A) أو (B) مكتوبة بخط (italics)

A. Contact Metamorphism التحول التماسي	
Facies سحنات	Minerals معادن
Pyroxene - Hornfels Facies سحنات بيروكسين هورنفلس	Plagioclase بلاجوكليز
	Grossularite - Andradite كروسولايت / اندرادايت
	Diopside دايبسايد
	Enstatite - Hypersthene انستايت - هيرثين
	Vesuvianite $Ca_{10}(Mg, Fe^{2+})_2 Al_4 [Si_2O_7]_2 [SiO_4]_5 (OH, F)_4$ فرمكيولايت،
	Cordierite كوارديرايت
	Andalusite/ Sillimanite اندالوسايت - سيليمنايت
	Wollastonite ولاستونايت
	Quartz كوارتز
	Orthoclase أورثوكليز
	Biotite بيوتايت
	Olivine أوليفين
	Periclase بيريكلس
Regional Metamorphism التحول الإقليمي	
censchist Facies	Albite (Oligoclase - Andesine) اندسين- أوليكوكليز ألبايت
	Pyrophyllite بيروفيلات

A. Contact Metamorphism

التحول التماسي

سحنات

الشست

الأخضر

Andalusite اندولوسايت

Epidote /Zoisite

Chloritoid $(Fe^{2+}, Mg, Mn)_2 (Al_3 O_2 [SiO_4]_2 (OH)_4$ كلوريتويد

Almandine - Spessartine $(Fe^{28}, Mn)_3 Al_2 [SiO_4]_3$ الماندين - سبيسارتين

Chlorite كلورايت

Serpentine سربنتين

Tremolite - Actnolite تريمولايت - اكتنولايت

Hornblende هورنبلند

Talc $Mg_3 [OH)_2 Si_4 O_{10}]$ تالك

Vesuvianite فسيوفينايت

Magnesite ماجنسايت

Dolomite دولومايت

Calcite كالسايت

Biotite بيوتايت

Stilpnomelane $(K,Na, Ca)_{0-1,4} (Fe^{3+}, Mg, Al, Mn)_{5, 9-8.2}$

$[Si_8 O_{20}] (OH)_4 (O, OH, H_2O)_{6-8,5}$ ستيلبنوملين

Paragonite $Na Al_2 [Si_3 Al O_{10}] (OH)_2$ براجونايت

Muscovite مسكوفايت

Microcline ميكروكلاين

Quartz كوارتز

A. Contact Metamorphism	التحول التماسي
	Sphene Ca Ti $[SiO_4]$ (OH, F, O) سفين
Albite - Epi -	Albite Na Al Si_3 O_8 ألبايت
dote-	Zoisite/ Epidote Ca_2 Al. Al_2 O. OH $[SiO_4]$ زايوسايت / أبيدوت
Hornfels	Ca_2 Fe^{3+}. Al_2 O. OH $[Si_2 O_7]$ $[SiO_4]$
Facies	Actinolite - Trenolite Ca_2 (Mg, Fe^{21})$_5$ $[Si_8O_{22}]$ $(OH, F)_2$ كتبنولايت ـ تريمولايت
سحنات	Chlorite (see Tables 14.1 and 14.2 كلورايت
	Pyrophyllite Al_2 $[(OH)_2$ $[So_4$ $O_{10}]$ بيروفيلايت
ألبايت	Calcite Ca CO_3 كالسايت
أبيدوت	Quartz SiO_2 كوارتز
	Muscovite موسكوفايت
هورنفاس	Biotite بيوتايت
	Potash feldspar فلدسبار البوتاسيوم
Hornblende -	Plagioclase بلاجوكليز
Hornfels	Grossularite - Andradite Ca_3 Al_2 $[SiO_4]_3$ كروسيولرايت / اندردايت
Facies	Ca_3 $(Fe^{3+}, Ti)_2$ $[SiO_4]_3$
	Tremolite تريمولايت
سحنات	Diopside دايبسايد
هورنبلند	Hornblende (Ca, Na K)$_{2-3}$ (Mg, Fe^2 , Al, Fe^{3+})هوربنلند
هورنفلس	$[Si_{6-7}$ Al_{2-1} $O_{22}]$ $(OH, F)_2$
	Anth phyllite - Cummingtonite (Mg, Fe^{21})$_7$ $[Si_9$ $O_22]$ $(OH)_2$ أنثوفيلايت

A. Contact Metamorphism	Corderite $Al_3 (Mg, Fe^{2+})_2 [Si_5 AlO_{18}]$ كوردرايت	التحول التماسي
	Andalosite $Al_2 O [SiO_4]$ اندلوسايت	
	Wolla Stonite $Ca [SiO_2]$ ولاستونايت	
	Calcita كالسايت	
	Quartz كوارتز	
	Muscovite موسكوفايت	
	Biotite بيوتايت	
	Potash feldspar فلدسبار البوتاسيوم	
Eclogite Facies سحنات الإكلوجايت	Omphacite (diopside with jadeite component) أومفاسايت	
	Garnet (pyrope - almandine - grossularite) كارنت	
	Kyanite كاينايت	
	Rutile روتايل	
High pres - sure - low tempera - ture Facies سحنات الضغط العالي	Pumpellyite $Ca_4 (Mg, Fe^{2+}, Mn) (Al, Fe^{3+}, Ti)_5$ بمبلايت $O (OH)_3 [Si_2 O_7]_2 [SiO_4]_2 . 2H_2O$	
	Lawsonite $Ca Al_2 (OH)_2 [Si_2 O_7]. H_2O$ لوسونايت	
	Glaucophane $Na_2 (Mg, Fe^{2+})_3 (Al, Fe^{3s})_2 [Si_8 O_{22}] (OH)_2$ كلوكوفين	
	Crossite (with Ca) كرومايت	
	Diopside (with jadeite component دايبسايد	
	Garnet كارنت	
	Chlorite كلورايت	

A. Contact Metamorphism		التحول التماسي
الحرارة المنخفضة	Phengite فينجايت	
	Quartz كوارتز	
	Aragonite اراكونايت	
Amphibolite	Andesine and plagioclases higher in An اندسين وبلاجوكليز	
Facies	Kyanite /Sillimanite كاينايت / سليمنايت	
	Zoisite/ Epidote ايوسايت / أبيدوت	
سحنات	Grossularite - Andradite كروسيولايت ـ اندردايت	
	Wollastonite ولاستونايت	
الامفيبولايت	Calcite كالسايت	
	Vesuvianite فسيوفينايت	
	Diopside دايبسايد	
	Hornblende هورنبلند	
	Tremolite أنثوفيلايت تريمولايت	
	Anthophyllite /Cummingtonite /Gedrite كتونايت / جيدرايت	
	Olivine أليفين	
	Almandine - rich garnet الماندين غني بالجارنت	
	Staurolite $(Fe^{2+}, Mg)_2 (Al, Fe^{3+})_9 O_6 [SiO_4]_4 (O, OH)_2$ سترولايت	
	Cordierite كوردرايت	
	Paragonite براجونايت	
	MUSCOVITE موسكوفايت	

A. Contact Metamorphism	التحول التماسي
	Biotite بيوتايت
	Microeline /Orthoclase الأرثوكليز / مايكروكلاين
	Sphene سفين
	Quartz كوارتز
Granulite	Plagioclase بلاجوكليز
Facies	Scapolite $(Na, Ca, K)_4 [Al_3 (Al, Si)_3 Si_6 O_{24}] Cl, F, OH, CO_3, SO_4)$
سحنات	Kyanite /Sillimanite كاينايت / سليمنايت
	Hornblende هورنبلند
كراينولايت	Diopside دايبسايد
	Bronzite - Hyversthene برونزايت ـ هيبرستين
	Biotite بيوتايت
	Garnet (Pyrope $Mg_3, Al_2 [SiO_4]_3$ كارنت
	Cordierite كوردرايت
	Spinels سبينل
	Orthoclase أروثوكليز
	Rutile روتايل
	Ilmenite المانايت
	Quartz كوراتز
	Calcite كالسايت

المصدر (Wedepohl, 1971)

أما محتوى الصخور المتحولة من العناصر الثانوية، فيعتمد ربما على درجات التحول أيضاً. ويلاحظ زيادة محتوى العناصر: Ni, Co, V, Cr، وانخفاض محتوى Zn, Mn وذلك بزيادة منحدرات الحرارة والضغط لمعادن الأمفيبول في الأمفيبولايت.

يعتمد توزيع العناصر الرئيسة والثانوية بين الأطوار المتصاحبة، على درجات الحرارة والضغط (والتركيب الكيميائي). وفي حالة عدم تأثير العامل الكيميائي، فإن علاقات المرتسمات بين تركيز عنصر ما في طور معين مع تركيز نفس العنصر في طور آخر تكون بشكل علاقة خطية. ويعتمد انحدار هذه العلاقة على درجات الحرارة والضغط. فمثلاً تجزئة عنصر (Mg) بين الهورنبلند والبيوتايت، تشكل خطاً مستقيماً بانحدار (45) في سحنات الأمفيبولايت. وهذا يوفر طريقة لتقدير درجات الحرارة فضلاً عن فحص حالة التوازن الثرموديناميكية في أنظمة تساوي الضغط ـ تساوي التركيب الكيميائي.

12 ـ 6 انتقال المواد خلال التحول الإقليمي:

تحدث عادة تفاعلات التحول الإقليمي عند ظروف ثبات التركيب الكيميائي وباستثناء حركة المواد الطيارة ضمن مساحات المسامات، يقتصر انتقال المواد على المسافات بحدود أبعاد حبيبات المعادن. إن المحافظة على التراكيب النطاقية في الصخور المتكونة تحت أعماق كبيرة من الأرض لا يؤدي إلى الاعتقاد بانتشار كميات مهمة من المواد في الحالة الصلبة. إن ضغط بخار السليكات عند درجات حرارة أقل من درجات الانصهار، هو ضغط قليل جداً وغير كافٍ تماماً لتفسير انتقال الكميات الرئيسة من المواد خلال الأزمنة الطويلة مثل الزمن الجيولوجي. ولهذا فإن طريقة الانتقال الأكثر احتمالاً هي التي تحدث على طول حدود الحبيبات المكونة للصخور.

تشير حسابات التوازن إلى عدم حدوث انتقال للمواد في الصخور بدرجات من التحول تمتد من صخور الطفل وإلى السليمنايت نايس. إن الاستثناء الوحيد هو $Ca\ CO_3, H_2O$ اللذان ينخفضان بمقدار (2%) مع زيادة درجات التحول. وتوجد أدلة على فقدان K, Si من الصخور المتكونة عند درجات حرارة تتراوح بين (600^0 C – 500^0 C). وهذا ينطبق أيضاً على فقدان Cl, F. وتشير مناقشة توازن القلويات في مناطق التحول الإقليمي إلى عدم حدوث انتقال للمواد على مديات كبيرة وتشير

حسابات أخرى للتوازن إلى بقاء تركيز ثابت لعدد من العناصر باستثناء Li الذي يزداد تركيزه وCu الذي يقل تركيزه مع زيادة درجات التحول. كما أن هناك أدلة على فقدان كميات قليلة من Mn, Zn, Pb, B, Ba خلال التحول الإقليمي.

يختلف محتوى الماء في الصخور الرسوبية (5% ≤) مقارنة في سليمنايت نايس (1 ـ 2) بالماء وفي الكرانيولايت (0.2 ـ 0.6) بالمائة. تشير هذه الاختلافات إلى كمية الماء المتحررة خلال تفاعلات التحول. إن تفاعلات الكاربونات مع السليكات يؤدي إلى تحرير CO_2 الذي يعاد دخوله في الدورات الخارجية وذلك بفقدانه من خلال مساحات المسامات والكسور والشقوق.

12 ـ 7 تكوين الصهارات الانيتكتيكية:

يحدث تكوين هذه الصهارات في مدى محدود من التحول لصخور بتركيب يقترب من معدل تركيب صخور القشرة العليا. إن حدوث تكوين الصهارات الانيتكتيكية لا يتطلب فقط وجود تشابه في التركيب الكيميائي للصخور المتحولة سابقة التكوين مع صخور الجرانيت والجرانوديورايت، ولكن يتطلب أيضاً وجود كميات ملحوظة من الماء. وللوصول إلى درجات حرارة الانصهار (700^0 C) عند أعماق تساوي حوالي (10 km)، فهذا يتطلب منحدراً حرارياً عالياً جداً ($> 50^0$ C/ km) وفي المناطق بجريان حراري اعتيادي، فإن النطاق الذي يحدث فيه الانصهار يقع على عمق يزيد عن (20 km). وعند ضغط يكافئ (10) كيلومترات عمقاً، فإن نسبة (6%) من الماء تكفي لإشباع الصهارات الجرانيتية بالماء. وعند مثل هذه الظروف، تنصهر ثلث كتلة صخور النايس أو المايكا التي تحتوي على نسبة (2%) فقط من الماء.

تزداد كميات الصهارات الانيتكتيكية بزيادة الفرق في التركيب بين المخلفات الصلبة وصخور الجرانيت. إن اقتراب المخلفات الصلبة من التركيب الكابروي يمكن أن يحدث من خلال الانصهار الأناتكسيس لصخور الطفل. وتتحكم في الانصهارات في هذه الحالة محتوى الصوديوم في المواد الأولية للتفاعل.

تؤدي عمليات التبلور التجزيئي للصهارات الكابروية، إلى تكوين سوائل متبقية جرانيتية تصل إلى حوالي (10%) من حجم الصهارات الأولية الكابروية. بينما تؤدي عمليات تفاضل الصهارات الناتجة عن انصهار صخور الجروق والطفل، إلى تكوين سوائل متبقية بتراكيب كابروي وبحجم يصل إلى حوالي (10%).

الفصل الثالث عشر
Chapter Thirteen

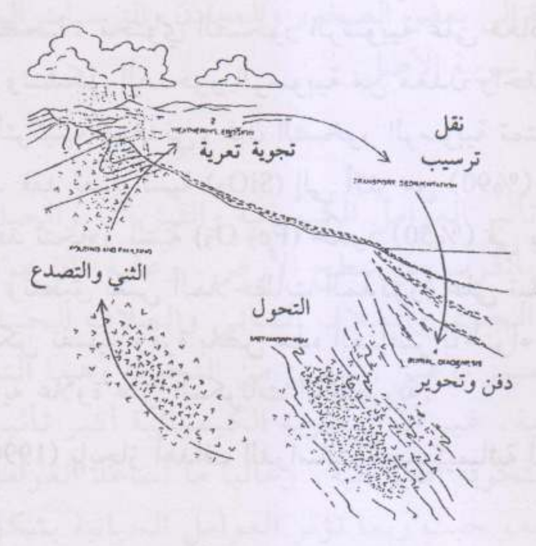
جيوكيمياء الصخور الرسوبية
Geochemistry of Sedimentary Rocks

13 ـ 1 تمهيد:

منذ أن تكونت الأغلفة البدائية للأرض، نشطت فعاليات تكوين الصخور الرسوبية وذلك من خلال التغييرات الحاصلة في تركيب الصخور سابقة التكوين (صخور نارية) بتأثير عوامل كيميائية وفيزيائية وحياتية. إن أقدم الصخور الرسوبية المعروفة هي تلك العائدة إلى تكوين أسوا (Isua formation) المكتشفة في غرب كرينلاند (Greenland) والتي يبلغ عمرها (3772 ± 33) مليون سنة. ومن غير المحتمل اكتشاف صخور رسوبية أقدم كثيراً من صخور أسوا، وذلك بسبب ان اقدم الصخور النارية المكتشفة يصل عمرها إلى حوالي (4×10^9) سنة. وهكذا تعاقبت الصخور الرسوبية في تكوينها بأنواع مختلفة خلال التاريخ الجيولوجي الظاهري وخلال الفترات السابقة أيضاً. وضمت هذه الصخور فضلاً عن مكوناتها المعدنية مكونات من الأحافير التي ساعدت في توثيق السجل التاريخي للأرض (قبل وبعد 600 مليون سنة من عمر الأرض).

تتكون الصخور الرسوبية بفعل التغييرات التي تحصل على الصخور النارية مثلاً. إن شدة هذه التغييرات تعتمد على سعة الاختلافات بين ظروف تكوين الصخور النارية، أي ظروف أعماق الأرض، وبين ظروف تكوين الصخور الرسوبية، أي ظروف سطح الأرض. ولزيادة في التوضيح نعتمد على شكل دورة الصخور (شكل 13 ـ 1). تمتاز الصخور النارية باستقرارها في الظروف العالية من درجات الحرارة والضغط، إلا أن انتقالها بفعل عمليات التعرية وعمليات الرفع التكتوني، إلى سطح الأرض (أو بالقرب منه) سوف يؤدي إلى فقدان استقرار

الأطوار المعدنية المكونة للصخور النارية في البيئات السطحية التي تتميز بانخفاض درجات الحرارة والضغط ووفرة كميات هائلة من مكونات الغلاف المائي والجوي والحياتي.



شكل 13 ـ 1 دورة الصخور

المصدر (Saxby, 1969)

تتشكل الصخور الرسوبية من مواد مشتقة بشكل أساسي من الترسيب الكيميائي المباشر (مثل المتبخرات) أو من الترسيب البيوكيميائي (الصخور الجيرية العضوية) من المحاليل المائية لبيئة الترسيب وكذلك من المواد الفتاتية الناتجة عن تجوية وتعرية صخور سابقة والتي تنتقل إلى بيئة الترسيب بفعل التيارات المائية أو الهوائية أو بفعل الجاذبية وتشكل المواد العضوية الناتجة عن تحلل وتفسخ الأحياء النباتية والحيوانية مصدراً لمكونات الفحم الحجري والنفط. أما المصدر الثانوي لمكونات الصخور الرسوبية فتتمثل بالمواد الكونية (غبار وحبيبات صلبة) الساقطة على سطح الأرض فضلاً عن المواد الفتاتية النارية المنشأ والتي تنتج عن الانفجارات البركانية. باستثناء المواد الكونية، فإن المصادر المذكورة سابقاً واقعة ضمن بيئة الترسيب (intrabasinal) أو أنها خارجة عنه (extrabasinal). ويمكن أن تشتق مكونات الصخور الرسوبية من مصدر واحد أو أكثر من المصادر آنفة الذكر.

تتصف الصخور الرسوبية بكثرة أو تعدد العوامل المؤثرة في تكوينها مقارنة بالصخور النارية. فتجويه الصخور وطبيعة نواتجها تحدد بعوامل عديدة مثل طبيعة صخور المصدر والمناخ السائد فيها ووضعها الطبوغرافي وغطائها النباتي فضلاً عن

الزمن. أما بيئات توضع الرواسب، فتتأثر بالعوامل الميكانيكية (التيارات المائية) وبالملوحة وجهد الأكسدة ـ الاختزال فضلاً عن الدالة الحامضية.

تحتوي الصخور الرسوبية على تركيب معدني شديد التباين. وعلاوة على معادن البيئات السطحية، تحتوي الصخور الرسوبية على معادن الصخور النارية والمتحولة أيضاً. وتتشكل الصخور الرسوبية من معدن واحد أو أكثر. وبسبب طبيعة التباين في التركيب المعدني، فإن الصخور الرسوبية تمتلك تركيباً كيميائياً شديد التباين أيضاً. فقد تصل نسبة (SiO_2) إلى أكثر من (90%) في بعض الصخور الرملية. في حين قد تتجاوز نسبة ($Fe_2 O_3$) حدود (50%) في بعض أنواع خامات الحديد الرسوبية. وتنطبق نفس الملاحظات المذكورة على تباين تراكيز العناصر الآثرية أيضاً. ويمكن تفسير وفرة بعض العناصر هذه العناصر باحتواء الصخور الرسوبية على مكونات عضوية علاوة على المكونات اللاعضوية.

قام الدباغ (1990) بإيجاز أهداف الدراسات الجيوكيميائية للرواسب والصخور الرسوبية بالآتي:

1 ـ اكتشاف القواعد التي تتحكم في كيمياء التكوينات الجيولوجية وتأطيرها ومحاولة ربط ذلك بالدراسات الصخرية والطباقية وبيئات الجغرافيا القديمة.

2 ـ اكتشاف وتحديد العوامل التي تؤدي إلى فرز العناصر الكيميائية في الرسوبيات والصخور الرسوبية وما يتبع ذلك من أهمية في دراسة اقتصاديات توضعات الخامات الرسوبية.

3 ـ تحديد سلوك العناصر الكيميائية خلال الدورة الجيوكيميائية (تجويه ـ تعرية ـ دفن ـ تحول ـ صهر ـ تصلب). والعمليات هذه ذات أهمية عظيمة في فهم نشوء القشرة الأرضية وتطورها خلال الزمن الجيولوجي.

4 ـ إيجاد الصلة بين الخواص الزراعية للتربة وعمليات التجويه والترسيب المسؤولة عنها.

5 ـ الاستفادة من كيمياء الرسوبيات والتربة والصخور في التنقيب الجيوكيميائي عن الخامات المعدنية. وتتضح أهمية ذلك في المناطق شديدة الوعورة والمعقدة جيولوجياً مما يصعب إجراء الفحوصات والدراسات الجيولوجية التقليدية.

6 ـ في السنوات الأخيرة ازداد التوجه نحو الاستفادة من كيمياء الرسوبيات الحديثة في الدراسات المتعلقة بتلوث البيئات المائية وكذلك الدراسات الجيوكيميائية

المتعلقة بالسيطرة على تراكيز العناصر الثقيلة والسامة والتي أضيفت إلى مياه المحيطات خلال العصور الجيولوجية المتعاقبة.

سوف نتطرق في هذا الفصل إلى العوامل الأساسية لجيوكيميائية الصخور الرسوبية مع الإشارة إلى بعض الصخور والمعادن والترسبات المعدنية المهمة في العراق ذات النشأة الرسوبية الأصل.

13 ـ 2 التجويه :

هي محصلة تأثير العوامل الكيميائية والفيزيائية والحياتية على المعادن والصخور عند أو بالقرب من سطح الأرض. وعليه فإن عوامل التجويه هي مكونات الغلاف الجوي والغلاف المائي والغلاف الحياتي. وعلى هذا الأساس، يمكن تمييز نوعين رئيسين من التجويه وهما التجويه الكيميائية والتجويه الفيزيائية. غير أن التجويه الكيميائية أكبر تأثيراً على مكونات الصخور مقارنة بالتجويه الفيزيائية. وغالباً ما تساعد العوامل الحياتية هذين النوعين من التجويه، حيث ربما تؤثر العوامل الحياتية بشكل متزامن مع كل من النوعين من التجويه على نفس الصخور. وتعتمد نسبة مشاركة المؤثرات الكيميائية والفيزيائية والحياتية في عمليات التجويه على البيئة التي تؤثر فيها هذه العمليات. وتكون المؤثرات الفيزيائية للتجويه هي السائدة في المناطق الجافة والمناطق الصحراوية أو المناطق المتجمدة وكذلك المناطق ذات التضاريس الحادة، وباستثناء هذه المناطق يكون تأثير التجويه الكيميائية هي السائدة هي تحديد طبيعة نواتج التجويه. أما تأثير العوامل الحياتية فيكون محدوداً بأنطقة التربة القريبة من السطح.

بشكل عام، تؤدي عمليات التجويه إلى تكوين النواتج الموضحة في الجدول (13 ـ 1). إن خليط المعادن الجديدة والمعادن المقاومة والمواد العضوية المتواجدة على سطح الأرض، يتمثل بالريكوليت (Regolith). وبتأثير العمليات الحياتية يتفاضل هذا الخليط إلى طبقات أو مقاطع تمثل آفاق التربة. وتؤثر عمليات التعرية في انتقال وترسيب هذا الخليط في مواقع أو أحواض رسوبية. أما المكونات الذائبة، فتنتشر في مسارات المياه لأنظمة التصريف والتربة (وخلال العمليات الحيوية للنباتات) حيث يترسب بعضها وبعضها الآخر يبقى في المحاليل والتي تمثل فيما بعد المكونات الذائبة لمياه البحار والمحيطات.

جدول 13 ـ 1 النواتج الطبيعية لتأثير عمليات التجويه على الصخور

1 ـ المكونات الذائبة	H_4SiO_4. Mg^{2+}, K^+, Ca^{2+}, Na^+ Cl, SO_4^{2-}, HCO_3^-
2 ـ المعادن الرئيسة المتبقية	كوارتز Quartz، زركون Zircon، ماجنتايت Magnetite، إلمينايت Ilmenite، روتايل Rutile، جارنت Garnet، سفين Sphene، تورمالين Tourmalie، مونازايت Monazite
3 ـ المعادن الثانوية (الجديدة)	كاولونايت Kaolinite، مونتموريلونايت Montmorillonite، إلايت Illite، كلورايت Chlorite، هيماتايت Himatite، جوثايت Geothite، جيسايت Gisite، بوهيمايت Boehmite، دياسبور Diaspore، السليكا غير المتبلورة Amorphous Silica، بيرولوسايت Pyrolusite
4 ـ المركبات العضوية	الحوامض العضوية Organic Acid، الهيومس Humic Substances، كيروKergon

المصدر (Brownlow, 1979)

13 ـ 2 ـ 1 التجويه الكيميائية :

تتضمن التجويه الكيميائية تحطيم البناء الكيميائي للصخور والمعادن وتحرير مكوناتهما من العناصر الكيميائية وإلى الوسط المائي. وبهذا الوصف، فإن التجويه الكيميائية تؤدي إلى إحداث تغييرات بدرجات متفاوتة، في المكونات المعدنية للصخور. وتصل هذه التغييرات في حالات متطرفة إلى محو بالكامل تقريباً، الطبيعة الأصلية للصخور الأم وكما في حال تحول أو تغير الصخور النارية خشنة التبلور إلى خليط من المعادن الطينية الناعمة جداً. وفي حالات أخرى، يمكن أن تذوب أو تغسل الصخور الجيرية والدولومايت بشكل كامل تاركةً أجزاء منها تمثل الفضالة غير الذائبة، أو ربما تتكون رواسب من أوكسيد الحديد المائي وأوكسيد الألمنيوم (لاترايت وبوكسايت) أو كاربونات الكالسيوم (كاليجي وكالكريت) وبسمك ملحوظ على حساب عدد من الصخور المختلفة.

بشكل عام، تختلف المعادن في مقاومتها للتجويه الكيميائية حسب التسلسل الآتي:

سليكات > أوكسيدات > كاربونات > كبريتيدات.

وتختلف معادن المجموعة الواحدة في مقاومتها للتجويه الكيميائية أيضاً. فمثلاً في الصخور النارية، تتجوى بسهولة المعادن مبكرة التبلور، أي المعادن في أعلى سلاسل تفاعلات باون مقارنة بالمعادن المتبلورة في المراحل المتأخرة من

عمليات تبلور الصهارات. وبهذا فإن مقاومة معادن الصخور النارية للتجويه الكيميائية تزداد باتجاه معاكس لتسلسل تبلورها في سلاسل تفاعلات باون.

إن طبيعة ظروف عمليات التجويه بشكل عام والتجويه الكيميائية بشكل خاص، تجعل من أمر تمثيلها مختبرياً يكون ممكناً وسهلاً، وهذا يؤدي إلى إمكانية دراسة ومتابعة النواتج الحقلية للتجويه الكيميائية تجريبياً في المختبرات. ولهذا السبب يعتقد بأن التجويه الكيميائية من العمليات الجيوكيميائية المفهومة بشكل مناسب. وبالرغم من أن هذا صحيح لكثير من الحالات، إلا أن هناك بعض التعقيدات المصاحبة لعدد من هذه الدراسات والناتجة عن تأثير بعض العوامل الفيزيائية والحياتية على معدلات وطبيعة نواتج التجويه الكيميائية، فضلاً عن صعوبة تمثيل ودراسة التجويه الكيميائية التي تحدث عند درجات حرارة منخفضة وذلك بسبب معدلات البطيئة.

تتضمن بحوث التجويه الكيميائية في الأساس، دراسة انتقال العناصر واستقرارها في الطور الصلب (المعادن) وفي الطور السائل (الماء) وتحت الظروف المفتوحة والمغلقة. ويتركز الاهتمام عادة على نطاق تماس المعدن بالماء، حيث كان يعد هذا التماس عديم التركيب وذلك من خلال توظيف نظرية الطبقة المزدوجة الكهربائية (electrical double layer). غير أن الدراسات اللاحقة أثبتت بأن لهذا التماس تركيباً وبنية معينة تؤثر بشكل كبير على معدلات وطبيعة نواتج تفاعل الماء مع الصخور (المعادن) وذلك حسب نظرية تآزر السطح أو تكوين معقدات السطح (surface complexation or coordination). ويمكن توضيح التفاعلات التي تحدث عند تماس الماء بالصخور (المعادن) بالآتي:

1 ـ **التحليل المائي**: يتضمن التحلل المائي تفاعل الماء مع أيونات الحوامض أو القواعد الضعيفة المكونة للمعدن. إن هذا النوع من التفاعلات يمثل أساس تجويه المعادن كيميائياً. وبقصد التوضيح نورد مثالاً بسيطاً للتحلل المائي لمعدن الأوليفين الغني بالحديد (فايلايت) وحسب المعادلة الآتية:

$$Fe_2\,SiO_4 + 4H_2O \;\rightarrow\; Fe_{+2} + \overline{O}H + H_4\,SiO_4 \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots (13 - 1)$$

تزداد معدلات التفاعل (13.1) بانخفاض الأدالة الحامضية (pH) للمياه وكما هو الحال في مياه الأمطار في حالة توازن مع ثاني أوكسيد الكاربون (pH = 5.7) أو مياه المناطق الصناعية بدالة حامضية تصل إلى (3) أو مياه الفعاليات البركانية والمياه القريبة من عروق الكبريتيدات بدالة حامضية منخفضة أيضاً. وكما هو معلوم، فإن هذه الأنواع

من المياه تؤثر بشكل كبير في معدلات التجويه الكيميائية للمعادن السليكاتية. وتزداد تعقيداً تفاعلات التحلل المائي لمعادن الفلدسبارات وكما يوضحه التفاعل الآتي:

$$2KAlSi_3O_8 + 3H_2O \rightarrow Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 8H_4SiO_4 + kOH .... (13-2)$$

أروكليز كاوولينايت

بالمقارنة مع التفاعل (13.1) فإن نواتج تفاعل (13.2) تكون بحالة ذائبة وبحالة صلبة. كما يلاحظ بأن جميع محتوى البوتاسيوم وثلثي محتوى السليكا في الفلدسبار قد أزيلت وانتقلت إلى الطور السائل (H_4SiO_4 + KOH) بينما بقي جميع محتوى الألمنيوم وثلث محتوى السليكا بحالة صلبة متمثلاً بمعدن الكاوولينايت. لهذا يطلق على تفاعل (13.2) بالتحلل المائي غير المتطابق بينما يعرف التفاعل (13.1) بالتحلل المائي المتطابق. وأشارت الدراسات اللاحقة بأن التفاعل (13.2) يتم من خلال مراحل تكوين طبقة الفلدسبار الهيدروجيني (بتأثير حامضية المياه) وتفككها إلى هيدروكسيدات (Al) وحامض السليسيك وانتشارها إلى المحلول ومرحلة تكوين طبقة هيدروكسيد الألمنيوم وأخيراً مرحلة تفاعل هيدروكسيد الألمنيوم مع حامض السليسيك لتكوين الكاوولينايت غير المتبلورة. وتؤكد هذه الملاحظات على أهمية دراسة أنطقة التماس بين المعادن والماء حيث أن تفاعلات مراحل التحلل المائي للفلدسبارات تتم عند أسطح هذه المعادن. ومن الجدير ذكره بأن التفاعل (13.1) و(13.2) يعتمد على الدالة الحامضية (pH) للمياه. أما تفاعلات التحلل المائي لمعادن الكاربونات فيمكن تمثيلها بالآتي:

$$MgCO_3 + H_2O \rightarrow Mg^{2+} + \overline{OH} + HCO_3 .... (13-3)$$

ماجنسايت

2 ـ الأكسدة: تتجوى بعض المعادن تجويه كيميائية وذلك من خلال أكسدة مكوناتها مثل الحديدوز والكبريت الحر وأيونه السالب (S^{-2}) وأيون المنغنيز (Mn2+). ويمكن توضيح تفاعلات الأكسدة لبعض المعادن بالآتي:

$$2Fe_2SiO_4 + O_2 + 4H_2O \rightarrow 2Fe_2O_3 + H_4SiO_4 .... (13-4)$$

فايلايت

$$MnSiO_3 + \tfrac{1}{2}O_2 + 4H_2O \rightarrow MnO_2 + H_4SiO_4 .... (13-5)$$

رودونايت

$$FeCO_3 + O_2 + 4H_2O \rightarrow FeO_2 + H_4SiO_4 .... (13-6)$$

سيدرايت

$$Mn\,CO_3 + \frac{1}{2}O_2 + H_2O \rightarrow Mn\,O_2 + H_4\,CO_3 \quad (13-7)$$

رودوكروسايت

$$4Fe\,S_2 + 15O_2 + 10H_2O \rightarrow 4Fe\,O\,(OH) + 8H_2\,SO_4 \quad (13-8)$$

يلاحظ في جميع التفاعلات (13.4 ـ 13.8) بأن الأكسدة لا تتطلب وفرة الأوكسجين فقط ولكن وفرة الماء أيضاً الذي يساعد على تأين مكونات المعادن المذكورة مما يسهل أكسدتها بالحالة الذائبة. كما تشير الدراسات التفصيلية بأن تفاعلات الأكسدة لا تتم بمرحلة واحدة ولكن تحدث من خلال عدد من المراحل التي يمكن توضيحها بالآتي:

$$2Fe\,S_2 + 7O_2 + 2H_2O \rightarrow 2Fe\,SO_4 + 2H_2\,SO_4 \quad (13-9)$$

$$4Fe\,SO_4 + O_2 + 10H_2O \rightarrow 4Fe\,(OH)_3 + 4H_2\,SO_4 \quad (13-10)$$

$$4Fe\,(OH)_3 \rightarrow 4Fe\,(OH)_3 + 4H_2\,SO_4 \quad (13-11)$$

$$4Fe\,S_2 + 15O_2 + 10H_2O \rightarrow 4Fe\,O\,(OH) + 8H_2\,SO_4 \quad (13-12)$$

إن حامض الكبريتيك المتكون نتيجة الأكسدة يمكن أن يؤثر ويعاد توظيفه في رفع معدلات الأكسدة للمعادن الكبريتيدية.

3 ـ التأين: وهو التفاعل الذي يؤدي إلى تفكك مكونات المعادن من العناصر الكيميائية وانتقالها بشكل أيونات في الوسط المائي، مثل تأين معدن الهالايت ومعدن الجيسوم وكما في الآتي:

$$Nacl + H_2O \rightarrow Na^+ + Cl^- + H_2O \quad (13-13)$$

هالايت

$$Ca\,SO_4.\,2H_2O + H_2O \rightarrow Ca^{2+} + S^2{}_4 + 3H_2O \quad (13-14)$$

جبسوم

يتم عادة دراسة تفاعلات التأين بالاعتماد على مفاهيم المحاليل المشبعة وفوق وتحت الإشباع والتي يعبر عنها بمصطلح ثابت الذوبان أو حاصل الذوبان (solubility product) المقاس تحت ظروف مختبرية وباستخدام مواد نقية. تختلف المعادن بقيم حاصل ذوبانها (كالسايت = 45×10^{-9} وأركونايت = 6.0×10^{-9} وسيدرايت = 2.0×10^{-11}). بالرغم من تطبيقاته الناجحة في بعض الحالات، إلا أن ظروف قياس ثابت الذوبان أو حاصل الذوبان يتطلب استخداماً حذراً في تحديد استقرارية المعادن خلال العمليات الجيولوجية السطحية (التجويه بمعنى الإذابة والترسيب).

4 ـ الاماهة: يتضمن هذا التفاعل إضافة جزيئات من الماء إلى تركيب بعض المعادن وكما هو الحال بالنسبة إلى أوكسيد الحديديك (هيماتايت) وكبريتات الكالسيوم (أنهيدرايت) وحسب المعادلتين الآتيتين:

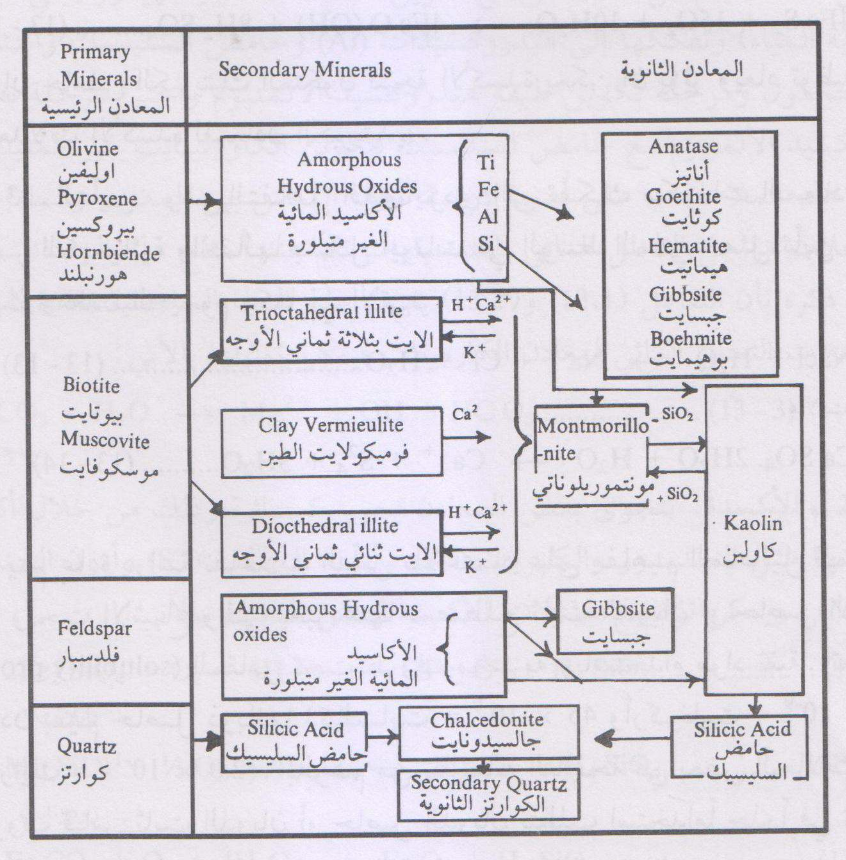
$$Fe_2O_3 + 2H_2O \rightarrow 2FeO(OH) \quad (13-5)$$

هيماتايت ليمونايت

$$CaSO_4 + 2H_2O \rightarrow CaSO_4\,2H_2O \quad (13-16)$$

أنهيدرايت

وتجدر الإشارة إلى أن الطاقة الحرة القياسية (ΔG^0) لهذين التفاعلين تقترب من الصفر مما يحمل على الاعتقاد بأن التفاعلين (13.15) و(13.16) يقتربان من حالة التوازن والتي تدعمها الملاحظات الحقلية لتصاحب الانهيدرايت مع الجبسوم والهيماتايت مع الليمونايت في الرواسب والصخور الرسوبية.



شكل 13 ـ 2 تسلسل وتتابع تجوية المعادن الرئيسة المكونة للصخور النارية

المصدر (Fieldes & Swineddle, 1954) (in: Goldschuidt, 1954)

5 ـ الكربنة: وهو تفاعل حامض الكاربونيك في المياه مع المعادن وكما يوضحه الآتي:

كالسايت

$$Ca\,CO_3 + H_2\,CO_3 \rightarrow Ca^{2+} + 2HCO_3^{1-} \qquad (13 - 17)$$

ويتكون حامض الكاربونيك من خلال إذابة غاز (CO_2) في الماء واتحاد جزيئة (CO_2) مع جزيئة الماء.

نجد من الضروري التأكيد على أن تأثير هذه التفاعلات لا يتم بشكل منفصل ولكن تتظاهر هذه التفاعلات مع بعضها في إحداث التغييرات في التركيب الكيميائي للصخور. ويعرض الشكل (13 ـ 2) متابعة للتغيرات التي تحدث في التركيب الكيميائي للمعادن الأولية.

13 ـ 2 ـ 2 التجويه الفيزيائية:

إن تكوين مجاميع الكسور والفواصل في الصخور، تعد من متطلبات المراحل الأولى من التجويه الفيزيائية. وتنتج هذه المجاميع بسبب إزالة الغطاء الصخري (تفريغ الحمولة) بتأثير عمليات التعرية. وبهذا الوصف، فإن إزالة الجهد من هذه الصخور يؤدي ببلورات المعادن فيها بالتمدد في اتجاهات وبمعدلات متباينة، مما ينتج عنه تركيز لجهد القص (shear stress) عند حدود حبيبات المعادن الذي يؤدي إلى تكوين الكسور باتجاهات الأوجه البينية لبلورات المعادن. وان الاختلافات في درجات الحرارة قد تؤدي إلى تكوين الشقوق. غير أن هذا اعتقاد لا يؤخذ به الآن بنفس القوة التي طرح به سابقاً، وذلك بسبب أن الجهد المتكون بهذه الطريقة وعلى الأقل بالنسبة لصخور الجرانيت، يبلغ قيمة أصغر من شدة المرونة أو المطاطية (elastic strength). ومهما يكن سبب تكوين الشقوق، فإن هناك عدداً من القوى اللاحقة التي ربما تؤثر مع بعضها على توسيع هذه الشقوق، وبالتالي زيادة تكسير الصخور. مثال: في المناطق الباردة ذات المعدلات العالية من الأمطار، فإن تمدد الماء المتجمد في الشقوق يكون له تأثير كبير على زيادة تكسير الصخور، كما أن تعاقب الانصهار والانجماد للمياه في الشقوق تؤدي بالتالي إلى توسيعها وتصبح مهيئة لعمليات التجويه الكيميائية. أما في المناطق الجافة (الصحراوية) يلعب عامل الرياح والفرق في درجات الحرارة، دوراً أساسياً في التجويه الفيزيائية والتعرية.

بالرغم من أن التجويه الفيزيائية محدودة التأثير على سطح الأرض، لكنها

بنفس الوقت مهمة بسبب أن التجويه الفيزيائية تهيء الصخور لعمليات التجويه الكيميائية اللاحقة والأكثر فعالية وذلك من خلال زيادة المساحة السطحية للصخور (حجم حبيبات ناعم) المعرضة للتأثيرات الكيميائية في جميع المناطق وباستثناء المناطق الجافة. وهي مهمة أيضاً بسبب كونها تمثل نوعاً من التجويه السائد في المناطق الباردة أو الجافة جداً. وعموماً، تؤدي التجويه الفيزيائية إلى تفتيت الصخور مع تغيير ضئيل (أحياناً دون تغيير) في تركيبها الكيمياوي مقارنة مع التجويه الكيميائية.

13 ـ 2 ـ 3 التجويه الحياتية:

تعد التجويه الحياتية مرحلة لا يمكن فصلها عن مراحل كل من التجويه الكيميائية والفيزيائية. وتؤثر التجويه الحياتية على الصفات الكيميائية والفيزيائية للصخور، غير أن تأثيراتها الكيميائية أهم وأكبر من تأثيراتها الفيزيائية. إن الجوانب الفيزيائية لتأثيرات التجويه الحياتية لا يتعدى خلط وفرز المواد الصخرية القريبة من السطح من قبل بعض الأحياء كالديدان والأرضة والقوارض علاوة على توسيع الشقوق الموجودة في الصخور من خلال غرز جذور النباتات. ويؤدي هذا إلى زيادة نفاذية الصخور مما يسمح بدخول الماء والهواء وبالتالي تعجيل تأثير التجويه الكيميائية. أما الجوانب الكيميائية لتأثيرات التجويه الحياتية، فيمكن إيجازها بتكوين مواد عضوية تساعد على التجويه الكيميائية من ناحية وقابلية بعض الأحياء على أكسدة أو اختزال أيونات العناصر مما يؤثر على سلوكها في عمليات الترسيب والإذابة. ولتوضيح هذا الإيجاز، نورد الأمثلة الآتية: في الظروف الاعتيادية، تعد الدالة الحامضية المنخفضة المتكونة عند نهايات جذور النباتات، ذات تأثير كبير في التفتيت الكيميائي للصخور. كما أن الأوكسجين وثاني أوكسيد الكاربون لعمليات التركيب الضوئي للنباتات، يمثلان مواد بالغة الأهمية في التجويه الكيميائية. علاوة على أن أنسجة النباتات توفر مواد أولية مهمة في تكوين عدد من المركبات العضوية التي تشارك مباشرة في التفاعلات الكيميائية لعمليات التجويه. كما أن للفطريات والبكتريا دوراً في التجويه الكيميائية وذلك من خلال قابليتها على أكسدة المعقدات العضوية التي ينتج عنها ثاني أوكسيد الكاربون فضلاً عن الماء.

تلعب الأحياء المجهرية دوراً مهماً في سلوك العناصر خلال عمليات الإذابة والترسيب. فالبكتريا من نوع فيروباسيلوس (ferrobacillus) لها القابلية على أكسدة الحديدوز. والبكتريا من جنس ثايوباسيلوس (thiobacillus) لها القابلية على أكسدة

معادن الكبريتيدات. أما البكتريا من جنس ثايوباسيليس فيرواكسيدانس (thiobacillus ferro oxidans) فلها القابلية على أكسدة مركبات الحديد والكبريت. في حين جنس البكتريا ثايوباسيلس ثايواوكسيدانس (thiobacillus thio oxidans) الموجودة في التربة، لها القابلية على أكسدة المنغنيز من +2 إلى +4. ويفسر هذا الافتراق النسبي للمنغنيز عن الحديد في البيئات السطحية. غير أن البكتريا من جنس ديسلفوفيبريو (desulforibrio) وديسلفوتومكولم (desulfotom culum) النشطة في مراحل تكوين رواسب كبريت المشراق، فلها القابلية على اختزال جذر الكبريتات الذائب في الماء إلى غاز كبريتيد الهيدروجين والذي يؤدي إلى ترسيب كبريتيد بعض الفلزات وبالتالي يخفض من معدلات الهيدروجين والذي يؤدي إلى ترسيب كبريتيد بعض الفلزات وبالتالي يخفض من معدلات إذابة هذه الفلزات في الماء.

13 ـ 3 العوامل المتحكمة في توزيع العناصر في الصخور الرسوبية:

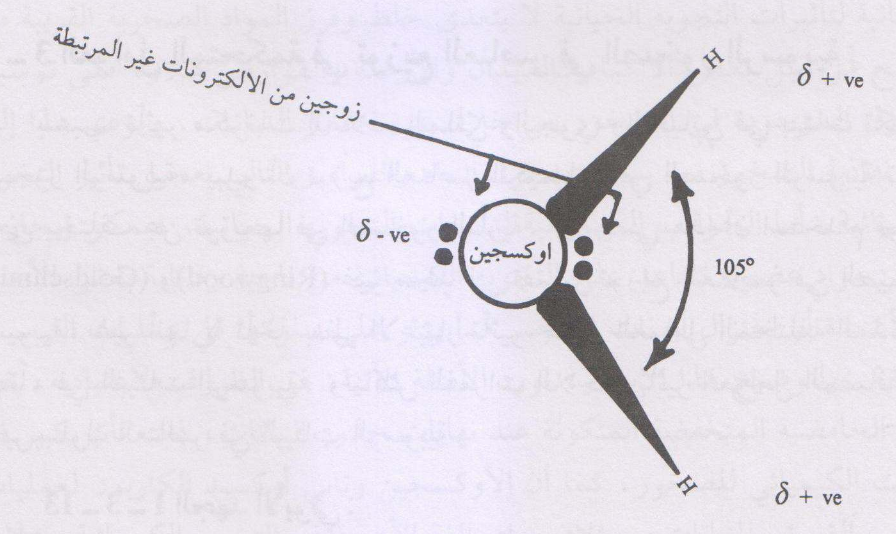
بسبب تأثير مكونات الغلاف المائي والجوي والحياتي في بيئات تكوين الصخور الرسوبية، يبدو أن توزيع العناصر الكيميائية في الصخور الرسوبية تأخذ منحىً يختلف عن توزيعها في الصخور النارية. ولا يعني هذا أن استخدام قواعد (Goldschmidt) و(Ringwood) غير مجدٍ في تفسير توزيع العناصر في الصخور الرسوبية، غير أنها لا تأخذ بنظر الاعتبار تأثير جميع العوامل المختلفة المذكورة سابقاً، في البيئات الرسوبية. وتناقش الفقرات اللاحقة تأثير العوامل المضافة في تفسير سلوك العناصر في البيئات الرسوبية.

13 ـ 3 ـ 1 الجهد الأيوني:

ناقشت الفقرة (5 ـ 3) وبالاعتماد على الشكل (5 ـ 1) موضوع الجهد الأيوني، ويبدو ضرورياً إعادة مناقشته في الفقرة الحالية ولكن بشيء من التفصيل ـ كما هو معلوم، إن للماء دوراً أساسياً وكبيراً في التأثير على سلوك وتوزيع العناصر في مواد البيئات السطحية. وعليه يتطلب توضيح بعض التفاصيل المهمة للماء.

تتكون جزئية الماء من ذرتي هيدروجين وذرة أوكسجين. وترتبط ذرتا الهيدروجين بالأوكسجين بآصرتين تساهميتين، غير أن طبيعة كل من هاتين الآصرتين تشير إلى زيادة كثافة الألكترونات في جزء الآصرة القريب من الأوكسجين مقارنة بجزئها البعيد أي القريب من الهيدروجين. وتتكون عن هذا

التركيب الألكتروني وفي شحنات جزئية موجبة وسالبة على كل من ذرتي الهيدروجين والأوكسجين على التوالي. وعلاوة على تأثير زوجين من الألكترونات غير المرتبطة على ذرة الأوكسجين، فإن تكوين الشحنات الجزئية الموجبة على ذرتي الهيدروجين تؤدي إلى عدم ترتيبها على استقامة واحدة مع ذرة الأوكسجين بل تشكل الخطوط الواصلة بين ذرتي الهيدروجين زاوية مقدارها (105) (حسب المرتسم الآتي) وذلك للتنافر بين الشحنات المتمثالة على ذرتي الهيدروجين من ناحية وبين الألكترونات في الزوجين على الأوكسجين من ناحية أخرى. وبسبب هذا الترتيب لكل من الهيدروجين والأوكسجين فإن جزئية الماء تبدو مستقطبة أي تمتلك قطباً مشحوناً جزئياً بشحنة موجبة يقع في النهاية المجاورة لذرتي الهيدروجين وآخر سالب في الجهة المقابلة. وتفسر حالة الاستقطاب الكثير من الصفات للماء وبضمنها صفة المذيب الكفؤ للمواد المتأينة.



عند وجود أيون ما في الماء فإن عدداً من جزئيات الماء سوف تجذب نحو هذا الأيون وذلك بفعل تعاكس الشحنة أي بالجذب الكهربائي بين قطبي جزيئة الماء وأيون العنصر. إن إحاطة جزئيات الماء بأيون العنصر تعرف بالإماهة (Solvation). وتعتمد قوة الجذب بين جزئيات الماء والأيون، على كثافة الشحنة على الأيون التي تعرف بالجهد الأيوني (حاصل قسمة الشحنة على نصف القطر الأيوني). فأيونات بعض العناصر يمكن بسهولة وبطاقة قليلة أزاحة جزئيات الماء عنها. وتقع هذه الأيونات ضمن حقل الكتايونات الذائبة بجهد أيوني يساوي أو أقل من (3) وكما هو موضح في الشكل (5 ـ 1). وتبقى هذه الأيونات بحالة ذائبة في

المحلول المائي حيث تنتقل بهذا الشكل إلى البيئات الرسوبية. أما الأيونات التي تمتلك جهداً أيونياً متوسط القيمة، فإن قوة الشد المسلطة على جزئيات الماء المحيطة تؤدي إلى كسر إحدى الأواصر التي تربط بين ذرتي الهيدروجين والأوكسجين مما يؤدي إلى فصل جذر الهيدروكسيل من جزيئة الماء وبشكل طور هيدروكسيد العنصر. وتمتلك أيونات هذه العناصر قيمة من الجهد الأيوني تتراوح بين (12) (3) (شكل 5 ـ 1). أما أيونات العناصر التي تمتلك جهداً أيوانياً أكثر من (12) بسبب صغر حجمها أو شحنتها العالية فإن قوة الشد بين هذه الأيونات وجزئيات الماء تكون كافية لكسر الاصرتين اللتين تربطان ذرتي الهيدروجين بالأوكسجين، وبالتالي اندماج الأوكسجين مع العنصر وتكوين الأيونات الأوكسجينية (Oxyaniaons) (شكل 5 ـ 1).

13 ـ 3 ـ 2 الدالة الحامضية:

تعرف الدالة الحامضية بالرمز (pH) وتساوي ($-\log[H^+]$) حيث يمثل $[H^+]$ تركيز أيون الهيدروجين (أو أيون الهيدروينوم H_3O^+) في المحلول. وبسبب تحلل الماء بكميات ضئيلة في جميع الدرجات الحرارية إلى أيون الهيدروجين وأيون الهيدروكسيل. فإن حاصل ضرب تراكيز أيونات الهيدروجين والأوكسجين هو قيمة ثابتة وتساوي (10^{-14}). وفي الظروف الاعتيادية فإن قيمة الدالة الحامضية نظرياً تقع ما بين صفر و(14). فالمحلول إذن يدعى متعادلاً عندما تتساوى تراكيز أيونات الهيدروجين والهيدروكسيل وحامضياً عندما يكون تركيز أيون الهيدروجين أكبر من الهيدروكسيل. وهكذا بالنسبة للمحلول القاعدي.

بسبب دخول أيوني الهيدروجين والهيدروكسيل في تفاعلات بيئات التجويه والترسيب، فإن للدالة الحامضية تأثيراً كبيراً على نمط سلوك العناصر في البيئات السطحية. وللتوضيح نورد المثال الآتي:

يتأين هيدروكسيد الحديديك $Fe(OH)_3$ حسب المعادلة الآتية:

$$Fe(OH) \rightleftharpoons Fe_3 + 3OH \quad \text{.................................} \quad (13-18)$$

ويمكن حساب ثابت أو حاصل الذوبان (S) حسب المعادلة الآتية:

$$S = [Fe^{3+}][OH^{-1}]^3 \quad \text{.................................} \quad (13-19)$$

ويمثل كل من $[OH^{-1}]$ و$[Fe^{3+}]$ تركيز أيونات الهيدروكسيل والحديديك على التوالي في المحلول والتي تكون في حالة توازن مع Fe

$(OH)_3$ الصلب. أما ثابت تحلل الماء فيمكن توضيحه بالمعادلة الآتية:

$$K = [H^{1+}][OH^{1-}] \qquad (13 - 20)$$

ويمثل كل من $[H^{1+}]$ و$[OH^{1-}]$ تراكيز أيونات الهيدروجين والهيدروكسيل في حالة التعادل مع جزئيات الماء. ويمكن إعادة كتابة كل من المعادلة (19 ـ 13) و(20 ـ 13) كالآتي:

$$Fe^{3+} = \frac{S}{[OH^{1-}]^3} \qquad (31 - 21)$$

$$[OH^{1-}] = \frac{Sk}{[H^+]} \qquad (13 - 22)$$

وعند تعويض قيمة $[OH^{1-}]$ في المعادلة (21 ـ 10) تصبح كالآتي:

$$[Fe^{3+}] = \frac{S\,[H^{1+}]^3}{[k]^3} \qquad (13 - 23)$$

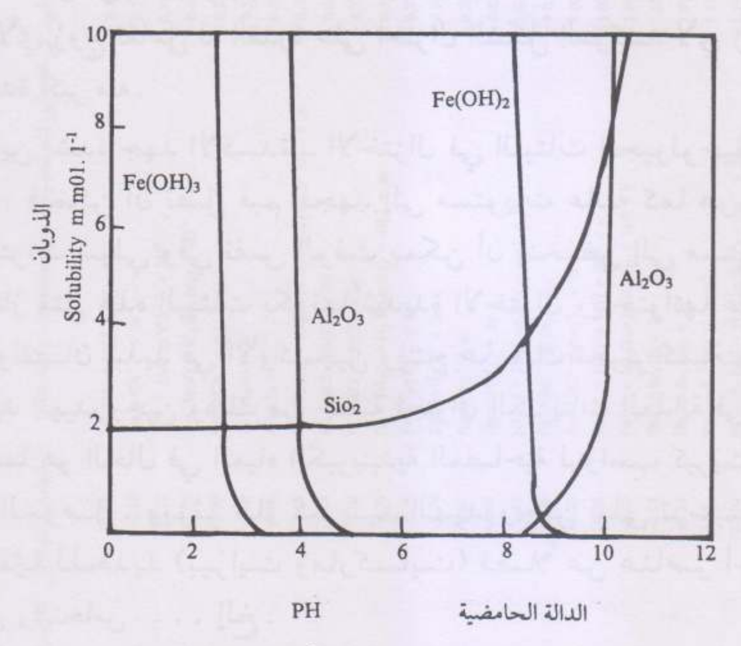
وبسبب أن كلاً من K, S لهما قيمة ثابتة عند ثابت درجات الحرارة، فإن تركيز أيون الحديديك في المحلول المائي يتناسب طردياً مع مكعب تركيز أيون الهيدروجين. ويعرض الجدول (13 ـ 2) تراكيز أيون الحديديك عند قيم مختلفة من الدالة الحامضية. ويتضح بأن تراكيز أيون الحديديك تزداد مئة ألف مرة في المحاليل المائية بدالة حامضية (6) مقارنة بالمحاليل بدالة حامضية (8.5). ويشرح هذا سلوك أيون الحديديك في البيئات الرسوبية، حيث أن المياه البرية بحموضة قليلة تحتوي على تراكيز أعلى من أيون الحديديك (1ppm <) مقارنة مع مياه البحار القلوية (0.005ppm). فعندما تصب المياه البرية في البحار والمحيطات يترسب معظم الحديد المذاب فيها وفي مناطق من البحار ليست بعيدة عن مصباتها.

جدول 13 ـ 2 مجموع المذاب ملغم/ م^3 بدلالة الدالة الحامضية للمحاليل المائية.

الدالة الحامضية	مجموع الحديد المذاب
8.5	3×10^{-8}
8	4×10^{-7}
7	4×10^{-5}
6	5×10^{-3}

المصدر (Mason, 1966)

تؤثر الدالة الحامضية على إذابة أو ترسيب عدد أيونات العناصر ومركباتها في البيئات السطحية. وفي البيئات الجيولوجية تؤثر الدالة الحامضية على نقل أكاسيد الألمنيوم والسيلكا وترسيبها. يشير الشكل (13 ـ 3) إلى السلوك الامفوتيري لأوكسيد الألمنيوم حيث تزداد معدلات إذابته في المياه بدالة حامضية (4.0>) و(9.0<) وتقل في البيئات الوسطية (المتعادلة تقريباً). بينما تزداد معدلات إذابة السيلكا في البيئات القاعدية وتقل في البيئات الحامضية. وفي الظروف الاعتيادية (PH = 5 - 9) فإن درجة إذابة الألمنيوم تكون قليلة مقارنة مع درجة إذابة السيلكا. وفي مثل هذه الحالات تنفصل وتغسل السيلكا عن الألمنيوم مما يؤدي إلى تكوين رواسب البوكسايت الغنية بأطوار الجبسايت $Al(OH)_3$ والبروهمايت (AlO (OH)) والدايسبور (AlO (OH)).



شكل 13 ـ 3 تغاير ذوبان أكاسيد العناصر
ومركباتها مع الدالة الحامضية للمياه في البيئات السطحية
المصدر (Fergusson, 1982)

13 ـ 3 ـ 3 جهد الأكسدة ـ الاختزال:

إن جهد الأكسدة ـ الاختزال هو قيمة نسبية دالة على قابلية البيئات الطبيعية للقيام بأكسدة أو اختزال المواد التي تحويها. ولأجل تحديد جهد الأكسدة ـ الاختزال في مياه البحر مثلاً أو التربة يغمس قطب من البلاتين من المواد المطلوب

قياسها ثم تعين الفرق في الجهد بين قطب البلاتين وجهد قطب الهيدروجين. ويعد القطب الأخير مقياساً مرجعياً لجميع قياسات الأكسدة ـ الاختزال والذي يستند عمله على المعادلة الآتية:

$$H_2 \rightarrow 2H^{1+} + e2 \text{ .... } (13 - 24)$$

ويوجد اتفاق على إعطاء القيمة صفر لجهد تأكسد هذا القطب عند وحدة التركيز (النشاط) للمواد المتفاعلة وفي درجة حرارة تساوي (25^0 C). ويعرف جهد الأكسدة ـ الاختزال القياسي بالرمز E^0 بينما يرمز بالحرف En عند قياسه في الظروف غير القياسية.

يعرض الجدول (13 ـ 3) قيم جهد الأكسدة لمعظم التفاعلات التي تحدث في البيئات الرسوبية وبترتيب حسب زيادة جهد الأكسدة، بحيث أن الشكل المختزل لأي زوج تفاعل له القدرة على اختزال الشكل المؤكسد لأي زوج تفاعل بجهد أكسدة أكبر منه.

يتباين بشدة جهد الأكسدة ـ الاختزال في البيئات الجيولوجية والأنطقة السطحية. فيمكن أن تصل قيم الجهد إلى مستويات عالية كما هو الحال في رواسب نترات شيلي وفي نفس الوقت يمكن أن تنخفض إلى مستويات دنيا حيث تمتاز مثل هذه البيئات بكونها شديدة الاختزال وباحتوائها على المواد العضوية ونقصان شديد في الأوكسجين وينتج عن ذلك تحرير كميات وافرة من غاز كبريتيد الهيدروجين وذلك من عملية اختزال الكبريتات المذابة في المحلول المائي وكما هو الحال في المياه الكبريتيدية المصاحبة لرواسب كبريت المشراق / جنوب الموصل. ويؤثر غاز كبريتيد الهيدروجين على ترسيب الأطوار الكبريتيدية للحديد (بيرايت وماركسايت) فضلاً عن عناصر أخرى مثل الخارصين والنحاس.... إلخ.

جدول 13 ـ 3 جهد الأكسدة القياسي (فولت)

Potentials in acid solutions	الجهد في المحاليل الحامضية	Potentials in acid solutions	الجهد في المحاليل المحامضية	Potentials in basic solutions	الجهد في المحاليل القاعدية
$K \rightleftharpoons K^+ + e^-$	-2.93	$U^4/2H_2 \rightleftharpoons UQ^{4+} + 4H + 2e^-$	+ 0.33	$Mg + 2OH^- \rightleftharpoons Mg(OH)_2 + 2e^-$	-2.69
$Ca \rightleftharpoons Ca^{++} + 2e^-$	- 2.87	$Cu \rightleftharpoons Cu^{++} + 2e^-$	+ 0.34	$U + 4OH^- \rightleftharpoons UO_2 + 2HO_2O + 4e^-$	- 2.39
$Na \rightleftharpoons Nn^4 + e^-$	- 2.71	$V^{3+} + H_2O \rightleftharpoons VO^{++} + 2H^S + e^-$	+0.34	$Al + 4OH^- \rightleftharpoons Al(OH)^-_4 + 3e^-$	- 2.35
$Mg \rightleftharpoons Mg^{++} + 2e^-$	- 2.37	$S + 3H_2O \rightleftharpoons H_2SO_2(aq) + 4H^+ + 4e^-$	+ 0.45	$Mn + 2OH^- \rightleftharpoons Mn(OH)_2 + 2e^-$	- 1.55
$Th \rightleftharpoons Th^{4+} + 4e^-$	- 1.90	$Cu \rightleftharpoons Cu^+ + e^-$	+ 0.52	$Zn + 2OH^- \rightleftharpoons Zn(OH)_2 + 2e^-$	- 1.25
$U \rightleftharpoons U^{3+} + 3e^-$	- 1.80	$2I \rightleftharpoons I_2(s) + 2e^-$	+ 0.54	$SO_3^- + 2OH^- \rightleftharpoons SO_4^- + H_2O + 2e^-$	- 0.93
$Al \rightleftharpoons Al^{3+} + 3e^-$	- 1.66	$3I \rightleftharpoons I^-_3 + 2e^-$	+ 0.54	$Se^- \rightleftharpoons Se + 2e^-$	-0.92
$Mn \rightleftharpoons Mn^{++} + 2e^-$	- 1.18	$HAsO_2(nq) + 2H_2O \rightleftharpoons H_3AsO_4(aq) + 2H^+ + 2e^-$	+ 0.56	$Sn + 3OH^- \rightleftharpoons Sn(OH)^-_3 + 2e^-$	- 0.91
$V \rightleftharpoons V^{++} + 2e^-$	- 1.18	$Pd + 4Cl \rightleftharpoons PdCl^-_4 + 2e^-$	+ 0.62	$Sn(OH)^-_2 3OH^- \rightleftharpoons Sn(OH)^-_6 + 2e^-$	- 0.90
$Si + 2H_2O \rightleftharpoons SiO_2 + 4H^+ + 4e^-$	- 0.86	$Pt + 4Cl^- \rightleftharpoons PtCl^-_4 + 2e^-$	+ 0.73	$Fe + 20H^- \rightleftharpoons Fe(OH)_2 + 2e^-$	- 0.88
$Zn \rightleftharpoons Zn^{++} + 2e^-$	- 0.76	$Se + 3H_2O \rightleftharpoons H_2SeO_3(aq) + 4H^+ + 4e^-$	+ 0.74	$H_2 + 2OH^- \rightleftharpoons 2H_2O + 2e^-$	- 0.83
$Cr \rightleftharpoons Cr^3 + + 3e^-$	- 0.74	$Fe^{++} \rightleftharpoons Fe^{3+} + e^-$	+ 0.77	$V(OH)_3 + 0H^- \rightleftharpoons VO(OH)_2 + H_2O + e^-$	- 0.64
$H_2Te(aq) \rightleftharpoons Te + 2H^+ + 2e^-$	- 0.74	$2Hg \rightleftharpoons Hg^{++} + 2e^-$	+ 0.79	$Fe(OH)_2 + OH^- \rightleftharpoons Fe(OH)_3 + e^-$	- 0.56
$U^{3+} \rightleftharpoons U^{4+} + e^-$	- 0.61	$Ag \rightleftharpoons Ag^+ + e^-$	+ 0.80	$Pb + 3OH^- \rightleftharpoons Pb(OH)^-_3 + 2e^-$	- 0.54
$Fe \rightleftharpoons Fe^{++} + 2e^-$	- 0.44	$Hg \rightleftharpoons Hg^{++} + 2e^-$	+ 0.85	$S^- \rightleftharpoons S + 2e^-$	- 0.48
$Cr^{++} \rightleftharpoons Cr^{3+} + 2e^-$	- 0.41	$NO(g) + 2H_2O \rightleftharpoons NO^-_3 + 4H^+ + 3e^-$	+0.96	$2Cu + 2OH^- \rightleftharpoons Cu_2O + H_2O + 2e^-$	- 0.36
$H_2Se(aq) \rightleftharpoons Se + 2H^+ + 2e^-$	- 0.40	$Pd \rightleftharpoons Pd^{++} + 2e^-$	+ +0.99	$Cr(OH)_3 + 5OH^- \rightleftharpoons CrO^-_4 + 4H_2O + 3e^-$	- 0.13
$Co \rightleftharpoons Co^{++} + 2e^-$	- 0.28	$Au + 4Cl^- \rightleftharpoons AuCl^-_4 + 3e^-$	+ 1.00	$Cu_2O + 2OH^- + H_2O \rightleftharpoons 2Cu(OH)_2 + 2e^-$	- 0.08
$V^{++} \rightleftharpoons V^{3+} + e^-$	- 0.26	$Vo^{++} + H_2O \rightleftharpoons VO^+_2 + 2H^4 + e^-$	+ 1.00	$Mn(OH)_2 + 2OH^- \rightleftharpoons MnO_2 + 2H_2O + 2e^-$	- 0.05
$Ni \rightleftharpoons Ni^{++} + 2e^-$	- 0.25	$Fe^{++} + 3H_2O \rightleftharpoons Fe(OH)_3 + 3H^4 + e^-$	+ 1.06	$SeO^-_2 + 2OH \rightleftharpoons SeO^-_4 + H_2O + 2e^-$	+ 0.05
$Sn \rightleftharpoons Sn^{++} + 2e^-$	- 0.14	$2Br^- \rightleftharpoons Br_2(I) + 2e^-$	+ 1.07	$Pd + 2OH^- \rightleftharpoons Pd(OH)_2 + 2e^-$	+ 0.07
$Pb \rightleftharpoons Pb^{++} + 2e^-$	- 0.13	$2Br^- \rightleftharpoons Br_2(aq) + 2e^-$	+ 1.09	$Hg + 2OH^- \rightleftharpoons HgO(red) + H_2O + 2e^-$	+ 0.10
$H_2 \rightleftharpoons 2H^+ + 2e^-$	0.00	$HgS \rightleftharpoons S + Hg^{++} + 2e^-$	+ 1.11	$Mn(OH)_2 + OH^- \rightleftharpoons Mn(OH)_3 + 2e^-$	+ 0.1
$H_2S(aq) \rightleftharpoons S + 2H + 2e$	10.14	$H_2SeO_3(aq) + H_2O \rightleftharpoons SeO^-_4 + 4H^+ + 2e^-$	+ 1.15	$Co(OH)_2 + OH^- \rightleftharpoons Co(OH_3 + e^-$	+ 0.17
$Sn^{++} \rightleftharpoons Sn^{++} + 2e^-$	+ 0.15	$½ I_2(s) + 3H_2O \rightleftharpoons IO^-_3 + 6H^+ + 5e^-$	+ 1.20	$PbO(red) + 2OH^- \rightleftharpoons PbO_2 + H_2O + 2e^-$	+ 0.25
$Cu^+ \rightleftharpoons Cu^{++} + e^-$	+ 0.16	$2H_2O \rightleftharpoons O_2(g) + 4H^+ + 4e^-$	+ 1.23	$I^- + 6OH^- \rightleftharpoons IO_3 + 3H_2O + 6e^-$	+ 0.26
$S^- + 4H_2O \rightleftharpoons SO^-_4 + 8H^{++} 8e^-$	+ 0.16	$Mn^{++} + 2H_2O \rightleftharpoons MnO_2(s) + 4H^+ + 2e^-$	+ 1.23	$4OH^- \rightleftharpoons O_2 + 2H_2O + 4e^-$	+ 0.40

Potentials in acid solutions	الجهد في المحاليل الحامضية	Potentials in acid solutions	الجهد في المحاليل المحامضية	Potentials in basic solutions	الجهد في المحاليل القاعدية
$H^2SO_3(aq) + H_2O \rightleftharpoons SO^-_4 + 4H^+ + 2e^-$	+ 0.17	$2Cr^3+ + 7H_2O \rightleftharpoons Cr_2O^-_{+14H^+} + 6e^-$	+ 1.33		
$Ag + Cl^- \rightleftharpoons AgCl + e^-$	+ 0.22	$2Cl^- \rightleftharpoons Cl_2(g) + 2e^-$	+ 1.36		
$As + 2H_2O \rightleftharpoons HAsO_2(aq) + 3H^+ + 3e^-$	+ 0.25	$Pb^{++} + 2H_2O \rightleftharpoons PbO_2(s) + 4H^+ + 2e^-$	+ 1.46		
		$Au \rightleftharpoons Au^{3+} + 3e^-$	+ 1.50		
		$Mn^{++} \rightleftharpoons Mn^3+ + e^-$	+ 1.51		
		$Mn^{++} + 4H_2O \rightleftharpoons MnO^-_4 + 8H^+ + 5e^-$	+ 1.51		
		$IO^-_2 + 3H_2O \rightleftharpoons H_2IO_6(aq) + H^+ + 2e^-$	+ 1.6		
		$Au \rightleftharpoons Au^+ + e^-$	+ 1.68		
		$Co++ \rightleftharpoons Co^{3+} + e^-$	+ 1.82		
		$2F^- \rightleftharpoons F_2(g) + 2e^-$	+ 2.27		

المصدر (Krauskopf, 1976)

13 ـ 3 ـ 4 العلاقة بين جهد الأكسدة ـ الاختزال والدالة الحامضية

تحتوي البيئات السطحية على أنواع مختلفة من المياه بقيم متباينة من الدالة الحامضية، غير أن معظمها ينحصر ضمن المدى (4 ـ 9). وقد تبلغ الدالة الحامضية في مناطق معينة أقل من (4) كما هو الحال في مياه الفعاليات البركانية أو في مياه مناجم رواسب الكبريتيدات. وقد تصل أيضاً في مناطق أخرى إلى أكثر من (9) وكما هو الحال في مياه أنظمة تصريف مكاشف الصخور فوق القاعدية. أما جهد الأكسدة ـ الاختزال فتتحدد مدياته في البيئات الرسوبية وذلك بقيم جهد التفاعلين الآتين:

$H_2O \rightarrow ½O2 + 2H^+ + e\ E^0 = 1.23$ volt .... (13.25)

$2H+ + 2e \rightarrow H2\ E^0 =$ zero volt .... (13.26)

توضح المعادلتان (13.25) و(13.26) بأن أقوى العوامل المؤكسدة في البيئات السطحية هو الأوكسجين وأن وجود أي عامل آخر يمتلك جهد أكسدة أكبر من التفاعل (13.25) سوف يؤدي إلى تفكك الماء وتحرير الأوكسجين. كما أن أقوى العوامل المختزلة في البيئات السطحية أيضاً هو الهيدروجين وأن وجود أي عامل آخر يمتلك جهد أكسدة أقل من التفاعل (13.26) سوف يؤدي إلى تفكك الماء وتحرير الهيدروجين.

إن قيمة التفاعل (13.25) و(13.26) مقاسة في ظروف (25^0 C) درجة حرارة ونشاط (تركيز) أيون الهيدروجين يساوي (1 مول / لتر) وضغط كل من الهيدروجين والأوكسجين يساوي (1) ضغط جوي. وتختلف الظروف الطبيعية عن ما هو مذكور، حيث يصل نشاط (تركيز) الأوكسجين إلى (0.2) ضغط جوي كما أن نشاط أيون الهيدروجين يتغير من بيئة إلى أخرى. ويمكن صياغة المعادلة التي تربط بين جهد التأكسد والدالة الحامضية في الظروف الاعتيادية وحسب معادلات (نرست) للتفاعلين (13.25) و(13.26) وكما يأتي:

$Eh = E^0 + 0.03 \log [o_2]^{½} [H^+]^2$.. (13.27)

$Eh = 1.23 + 0.03 \log [o_2]^{½} + 0.059 \log [H^+]$ .... (13.28)

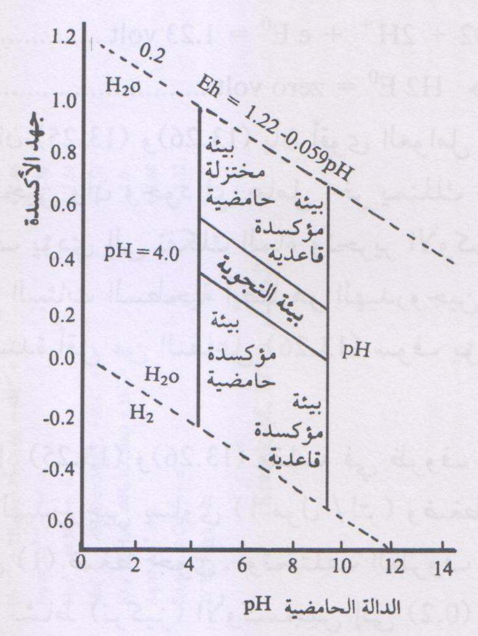
$Eh = 1.22 - 0.059$ Ph .... (13.29)

وبنفس الأسلوب يمكن التوصل إلى العلاقة بين جهد التفاعل (13.26) والدالة الحامضية وكما يأتي:

$En =$ Zero $- 0.059$ pH .... (13.30).

$En = - 0.059$ pH .... (13.31).

يتضح في المعادلة (13.31) بأن أعلى قيمة يمكن أن يصل إليها الضغط الجزئي للهدروجين هو واحد ضغط جوي وهذا نادر الحدوث. وعليه فإن المعادلة (13.31) و(13.29) تمثل تفاعلات الأكسدة ـ الاختزال للماء عند ظروف نادرة الحدوث أو يصاحبها بعض تداخلات مكونات كيميائية أخرى. وحسب هذا الوصف يجب استخدام القيم المحسوبة بالمعادلتين. يوضح الشكل (13 ـ 4) مخططاً لتغاير قيم الحدود العليا والدنيا للـ (Eh) و(pH) في البيئات الطبيعية فضلاً عن تأثير حدود بيئات التجويه.



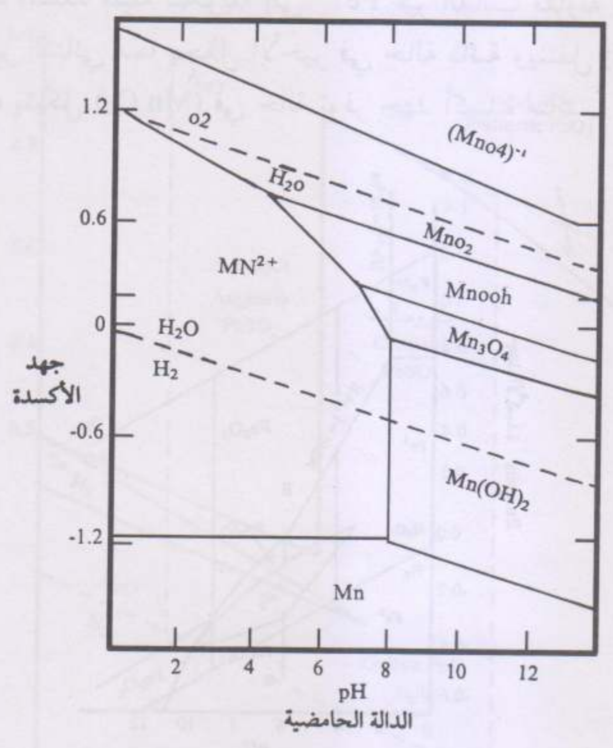
شكل (13 ـ 4) تغاير pH - Eh

وتحديد قيمتها في البيئات القريبة من السطح فضلاً عن بيئات التجويه

المصدر (Krauskopf, 1976)

بالرغم من الانتقادات الموجهة إلى أشكال pH - Eh للمنظومات المختلفة والمتعلقة بندرة حالة التوازن (التي تفترضها هذه الأشكال) بين المواد المتفاعلة والظروف الفيزيوكيميائية للبيئة وافتراض تراكيز محددة للمواد المتفاعلة التي يصعب ضبطها في البيئات الرسوبية فضلاً وجود عوامل أخرى تؤثر في كيميائية البيئات السطحية، غير الدالة الحامضية وجهد الأكسدة ـ الاختزال، إلا أن نفس الأشكال توفر معلومات مهمة عن ثبات المعادن في البيئات المائية. ففي منظومة (H_2O - Mn) الموضحة في الشكل (13 ـ 5)، يتبين سبب عدم وجود فلز المنغنيز الطليق

في البيئات الجيولوجية المائية حيث أن حقل استقراره يقع أسفل بكثير من الحدود الدنيا لاستقرار الماء (اختزال الماء إلى الهيدروجين) وفي كافة قيم الدالة الحامضية. وهذا يعني بأن فلز المنغنيز الطليق بتماسه مع الماء يؤدي إلى اختزال الماء وتحرير غاز الهيدروجين.



شكل (13 ـ 5) مخطط pH - Eh لمنظومة

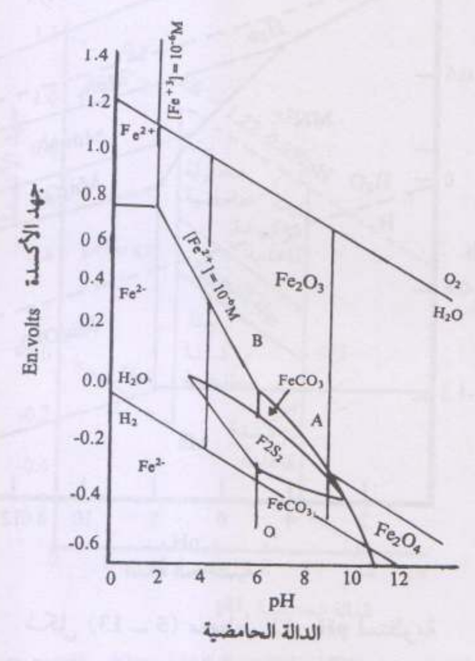
$(H_2O - Mn)$ في حالة نشاط (تركيز) Mn يساوي وحدة واحدة

المصدر (Mason, 1966)

كما أن نفس الشكل يفسر عدم وجود أطوار للمنغنيز بصيغة برمنكنات وذلك بسبب وقوع حقل استقرار الأخير فوق الحد الأعلى لأكسدة الماء إلى الأوكسجين. فأيون البرمنكنات يتفاعل مع الماء محرراً الأوكسجين الفعال. ولهذا السبب يستخدم محلول البرمنكنات في تعقيم الجروح والمناطق الملوثة من جسم الإنسان.

أما المثال الثاني فهو مخطط العلاقة بين pH - En لبعض معادن وأطوار الحديد والتي يوضحها الشكل (13 ـ 6). وكما هو الحال بالنسبة لمنظومة $(H_2O\ Mn)$ الموضحة في الشكل (13 ـ 5)، يمكن أيضاً متابعة حقول استقرارية معادن وأطوار الحديد بتغاير الدالة الحامضية وجهد الأكسدة ـ الاختزال. غير أن

المناقشة الحالية للشكل (13 ـ 6) وبالمقارنة مع الشكل (13 ـ 5) تهدف إلى توضيح انفصال الحديد عن المنغنيز في سلوكها في البيئات السطحية. فمن المعروف أن المنغنيز يرافق الحديد بشكل محلول صلب في المعادن الأولية. وعند تعرض هذه المعادن إلى عمليات التجويه، قد ينفصل الحديد عن المنغنيز وذلك لكون الأول يحتاج إلى جهد أكسدة قليلة لتحويله إلى Fe^{3+} غير الذائب مقارنة مع الجهد اللازم لأكسدة المنغنيز الثنائي مما يجعل الأخير في حالة ذائبة وينتقل إلى مواقع أخرى وبالتالي يترسب بشكل ($Mn\ O_2$) في حالة توفر جهد أكسدة مناسب.

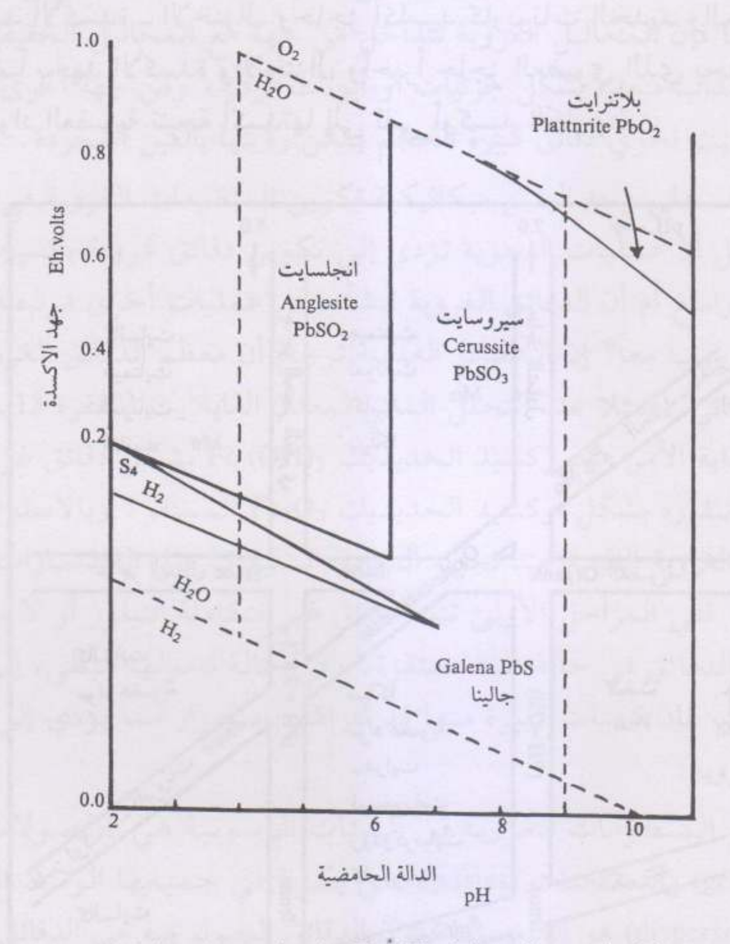


شكل (13 ــ 6) مخطط pH - Eh لحدود استقرارية معادن الحديد الشائعة وعند الظروف: مجموع نشاط الكاربونات المذابة والحديد المذاب والكبريت المذاب يساوي (1) مول و(10^{-4}) مول و(10^{-6}) مول على التوالي

المصدر (Krauskopf, 1967)

أما المثال الثالث الذي نورده في هذا المجال فهو مخطط العلاقة pH - Eh لمنظومة معادن الرصاص وذلك في محاولة للإجابة على الملاحظات الحقلية التي تقول: في أنطقة أكسدة رواسب الجالينا، من الشائع ملاحظة بلورة من الجالينا محاطة بطبقة من معدن الأنجلسايت، بينما تحاط الأنجلسايت بطبقة خارجية من معدن السيروسايت. إن هذا التسلسل لترسيب معادن الأنجلسايت والسيروسايت يتعارض مع قيم ثابت أو حاصل ذوبانهما. حيث يبلغ في الأنجلسايت (10^{-7-8}) وفي

السيروسايت ($10^{-13.1}$) وهذا يعني بأن معدن السيروسايت يترسب أولاً ومن ثم يعقبه معدن الأنجلسايت. ويفسر مخطط pH - Eh لمنظومة معادن الرصاص الملاحظات الحقلية حيث يوضح الشكل (13 ـ 7) بأن حقل تكوين واستقرار معدن الأنجلسايت عند دالة حامضية (6.3 ⩽) أما السيروسايت، فيتكون ويكون مستقراً عند حالة حامضية (6.3 ⩾).



شكل (13 ـ 7) مخطط pH - Eh لمنظومة معادن الرصاص
تحت ظروف (25^0 C) وضغط جوي واحد ومجموع نشاط CO_2 = 10^{-3} مول
ومجموع نشاط الكبريت = 10^{-2} مول
المصدر (Krauskoph, 1976)

قام كل من (Krumbein & Garrels, 1952) بتوظيف علاقة pH - Eh في دراسة استقرارية المواد الجيولوجية وذلك من خلال مفهوم الحواجز الجيوكيميائية (Geochemical fences). وتعرف هذه الحواجز بأنها الحدود التي يوجد في أحد جانبيها معدن أو مادة معينة بحالة مستقرة وتختفي تلك المادة أو ذلك المعدن أي

تكون غير مستقرة في الجانب الآخر. وبهذا فإن الحاجز الجيوكيميائي يمكن أن يتمثل بقيمة معينة من الدالة الحامضية أو من جهد الأكسدة ـ الاختزال أو كليهما. وأهم الحواجز الجيوكيميائية الموضحة في الشكل (13 ـ 8) هي حاجز التعادل pH) (7 = حاجز الحجر الجيري (pH = 7.8) وحاجز الكبريتات ـ الكبريتيد الذي يتحدد بقيمة جهد الأكسدة ـ الاختزال وحاجز أكاسيد كاربونات الحديد والمنغنيز الذي يتحدد أيضاً بجهد الأكسدة والاختزال وأخيراً حاجز العضوي الذي يحدد وجود أو فقدان المواد العضوية نتيجة أكسدتها إلى ثاني أوكسيد الكاربون.



شكل (13 ـ 8) مخطط الحواجز الجيوكيميائية
لاستقرارية المواد الجيولوجية بدلالة جهد الأكسدة ـ الاختزال والدالة الحامضية
المصدر (Krambein & Garrels, 1952)

13 ـ 3 ـ 5 الغرويات والمنظومات الغروية

تقسم المحاليل حسب حجم دقائقها إلى ثلاثة أنواع وهي: المحاليل العاقلة التي تحوي على دقائق بحجم أكبر من (10^{-3} mm) ومحاليل غروية بحجم دقائق يتراوح بين (10^{-6} mm - 10^{-3} mm) ومحاليل حقيقية بحجم دقائق أقل من (10^{-6} mm). وهكذا فإن المحاليل الغروية تتداخل من جهة مع المحاليل الحقيقية حيث يكون فيها المذاب مبعثراً بشكل جزئيات أو أيونات فردية، ومن جهة أخرى تتداخل مع العوالق حيث تحوي دقائق كبيرة الحجم يمكن رؤيتها بالعين المجردة.

لا تعرف على وجه اليقين ميكانيكية تكوين المنظومات الغروية في البيئات الرسوبية. هل أن عمليات التجويه تؤدي إلى تكوين دقائق غروية بكميات كافية وعلى نطاق واسع أم أن الدقائق الغروية تنشأ بفعل عمليات أخرى مرتبطة ببيئات التجويه والترسيب معاً؟ إن المصادر العلمية ترجح أن معظم الدقائق الغروية تنشأ بالأسلوب الثاني. فمثلاً عند التحلل المائي لمعدن الفايلايت (الفقرة 13 ـ 2 ـ 1) يتكون في بداية الأمر هيدروكسيد الحديديك $Fe(OH)_3$ بشكل دقائق غروية شبه مستقرة قبل تبلوره بشكل أوكسيد الحديديك Fe_2O_3 المستقر. وبالأسلوب نفسه تنشأ الدقائق الغروية الطينية عند تجويه المعادن السليكانية مثل الفلدسبارات (الفقرة 12 ـ 2 ـ 1). ففي المراحل الأولىٰ تنشأ دقائق غير متكاملة التبلور أو لا متبلورة. وتكون هذه الدقائق في حالة شبه مستقرة. وفي حالة تحولها البطيء إلى دقائق كاملة التبلور، فإن كميات كبيرة منها قد تتراكم باستمرار مما يؤدي إلى تكوين المحاليل الغروية.

إن أهم المنظومات الغروية في البيئات الرسوبية هي: الصولات (sols) والجلات (gels) والمعجنات (pastes) التي يكون في جميعها الوسط المشتت (dispersion medium) هو الماء بينما تكون الدقائق الجيولوجية هي الدقائق المشتتة (dispersed particles). وبسبب ندرة مواجهة منظومات الجلات والمعجنات في البيئات الرسوبية، تقتصر مناقشة الفقرة الحالية على منظومة الصولات.

تعد منظومات الصولات المائية أقرب ما يكون إلى السوائل. فهي تمتلك انسيابية عالية ولا تظهر أي نوع من الصلابة مقارنة بمنظومات الجلات والمعجنات.

تقسم الصولات المائية (hydrosols) إلى: صولات هيدروفيلية (hydrophylic) التي تظهر دقائقها نوعاً من التجاذب مع جزئيات الماء، وصولات هيدروفونية (hydrophonic) حيث لا تظهر دقائقها الغروية تجاذباً مع جزئيات الماء

مما يجعلها أقل استقراراً من النوع الأول. ومن السهولة ترسيب دقائق المنظومات الهيدروفوبية وذلك بإحداث تغيير بسيط في الخواص الفيزيائية للمحلول مثل التسخين أو التبريد.

تختلف الصولات الهيدروفيلية في إمكانية إعادتها إلى الغروية بعد ترسيب دقائقها (كما هو الحال في السليكا والصمغيات والبروتينات مثلاً) مقارنة بالصولات الهيدروفوبية التي لا يمكن إعادة دقائقها إلى الحالة الغروية بعد ترسيبها (كما هو الحال في هيدروكسيد الألمنيوم وكلوريد الفضة والكبريت مثلاً) وفي كل الأحوال، فإن انتشار الدقائق في المحاليل الغروية يتطلب وجود شحنات على هذه الدقائق وكما أكدته تجربة انتقال الدقائق الغروية إلى أحد القطبين عند مرورها في مجال كهربائي. وبسبب وجود هذه الشحنات، تمتز الدقائق الغروية أيونات العناصر من الوسط المائي. تتكون الشحنات على الدقائق الغروية نتيجة وجود الحافات المكسورة لمكونات الدقائق حيث يكون عندها عدد التناسق غير كامل. كما تتكون الشحنات بسبب الإحلال غير المتماثل بين العناصر في البناء الذري لمكونات الدقائق الغروية وكما هو الحال في إحلال Al^{3+} محل Si^{4+} في المعادن الطينية مما يؤدي إلى تكوين شحنة واحدة سالبة فائضة. ويؤثر وجود جذر الهيدروكسيل ضمن تركيب مواد الدقائق الغروية، في تكوين الشحنات أيضاً. ويؤدي تأين جذر الهيدروكسيل وفقدان أيون الهيدروجين إلى بقاء شحنة سالبة على المواد التي تحتوي جذر الهيدروكسيل في تركيبها. كما أن وجود زوجين من الألكترونات غير المرتبطة في جذر الهيدروكسيل يؤدي إلى استقطاب أيونات العناصر من وسط الماء وامتزازها وبالتالي تكوين الشحنات على الدقائق الغروية. وحسب الوصف المذكور فإن بعضاً من الدقائق الغروية تكون مشحونة بشحنات سالبة أو موجبة.

ويعتمد نوع الشحنة على قيمة الدالة الحامضية للمحلول. فمثلاً تحمل دقائق $Fe(OH)_3$ الغروية شحنة سالبة في البيئات التي تتجاوز قيمتها من الدالة الحامضية (7.5) وتحمل شحنة موجبة عند قيم من الدالة الحامضية أقل من (7.0) بينما تحمل شحنة تساوي صفراً في المحاليل التي تتراوح قيم الدالة الحامضية فيها بين (7.0 ـ 7.5). وبشكل عام، يطلق على قيمة الدالة الحامضية التي عندها تتعادل الدقائق الغروية كهربائياً، تسمية «نقطة شحنة الصفر» (Zero point of Charge ZPC). وادناه قائمة تحوي على نوع الشحنة للدقائق الغروية لبعض المواد المهمة جيولوجياً.

شبحنة سالبة	شحنة موجبة
هيدروكسيد الحديديك	هيدروكسيد الحديديك
سيليكا	هيدروكسيد الألمنيوم
أوكسيد المنغنيز	
كاولينايت	أكاسيد وهيدروكسيدات
مونتورئيلينايت	التيتانيوم، الثوريوم
كالسايت	والزركونيوم

بسبب شحنة الدقائق الغروية وبالتالي قابليتها العالية على امتزاز بعض المواد الجيولوجية، فإن الدقائق الغروية تؤثر في إزالة أيونات عديد من العناصر المذابة من محاليل البيئات الرسوبية مما يؤدي إلى زيادة تركيزها في الرواسب والصخور الرسوبية.

فمثلاً: الصخور الحاملة للأطيان وخاصة المونتموربلونايت تحوي على تراكيز عالية نسبياً من النحاس والنيكل والكوبالت. وبنفس الأسلوب تحوي رواسب أكاسيد وهيدروكسيدات الحديد والمنغنيز على تراكيز عالية نسبياً من الزرنيخ والرصاص والسلينيوم. وهكذا يتم إزالة العناصر الثقيلة والسامة من مياه البحار والمحيطات والمحافظة على مستويات منخفضة من تراكيز هذه العناصر في هذه المياه وذلك لإدامة ظروف استمرار الحياة بأشكالها المختلفة في هذه البيئات المهمة وخلال التاريخ الجيولوجي للأرض.

تتباين استقرارية المحاليل الغروية في البيئات السطحية للأرض، فبعضها يكون مستقراً على مدى واسع من الظروف الفيزيائية والكيميائية والبعض الآخر يكون ثابتاً في مديات ضيقة من ظروف البيئات الرسوبية. ولا يصح هذا التقسيم في جميع الحالات، حيث تتدخل عوامل مختلفة في تأثيرها على استقرارية المنظومات الغروية. فمثلاً ارتفاع محتوى الألكتروليت وانخفاض الدالة الحامضية وارتفاع درجة الحرارة يؤدي إلى انخفاض استقرار المنظومات والغروية وتلبيدها وترسيب دقائقها. أما وجود بعض الغرويات العضوية يساعد على استقرار المنظومات الغروية اللاعضوية وكما هو الحال في تأثير الدبال الغروي (huinus colloid) ويطلق على الغرويات العضوية هذه مصطلح الغرويات الحافظة (protective colloids).

13 ـ 3 ـ 6 تأثير المجال البلوري

من الواضح بأن تأثير الطور السائل يسود أو يهيمن على عمليات التجويه والخلب (الغسل) والنقل والترسيب للدورات الرسوبية. إن سلوك العناصر المنتقلة خلال البيئات الرسوبية يعتمد على استقراريتها بشكل معقدات أيونية أو أيونات متميهة ذائبة في الماء من ناحية وطاقة أيونات العناصر المنتقلة في البناء البلوري من ناحية أخرى. إن تفكك المعادن وخلب مكوناتها من أيونات العناصر يمكن أن يحدث من خلال تفاعلات الاستبدال التي تعتمد على عوامل حركية وميكانيكية. إن أيونات العناصر المنتقلة الأكثر مقاومة لتفاعلات الاستبدال هي العناصر التي تمتلك ترتيباً الكترونياً يتمثل [d^8, d^3] وصيغة الدوران الواطئ [d^6] وكما في عناصر Co^{3+}, Ni^{2+}, Cr^{3+} التي تمتلك قيماً عالية من طاقة استقرار المجال البلوري في التآزر ثماني الأوجه. وتفسر هذه العوامل اغتناء رواسب اللاترايت (laterite) بعناصر الكروم والنيكل والكوبالت. إن العناصر المنتقلة التي تمتلك مستويات أعلى من طاقة استقرار المجال البلوري بسبب انتقال أيوناتها إلى حالة تأكسدية أعلى، سوف تتعرض هذه العناصر إلى الأكسدة خلال العمليات الرسوبية. وهذا يمكن أن يفسر اغتناء عقد المنغنيز (المتكونة بظروف عالية الأكسدة) بعناصر الكوبالت والنيكل والمنغنيز.

بعد استعراض الفقرات (1.3.13 لغاية 6.3.13) نجد من الضروري التأكيد على عوامل أخرى تتحكم بتوزيع العناصر في الرسوبيات والصخور الرسوبية. وتشمل العوامل هذه محتوى المواد الرسوبية من المواد العضوية بضمنها الفعاليات الحياتية للأحياء المختلفة، واستقرارية المعادن الثانوية المتكونة في البيئات السطحية فضلاً عن العوامل الفيزيائية الناتجة عن الجذب الأرضي وحركة المياه السطحية والجوفية وحركة الجليد والرياح. كما تؤثر أيضاً في المجال نفسه عوامل مثل الظروف الجوية والزمن.

13 ـ 4 التصنيف المعدني الجيوكيميائي للرواسب

إن متابعة مسارات تأثير عوامل العمليات الرسوبية الموضحة في الفقرة (3.13) تشير إلى كفاءتها في تفاضل التركيب المعدني والكيميائي للصخور الأصلية. ويوضح الجدول (13 ـ 4) تسلسل تكوين المعادن وتوزيع العناصر الرئيسة خلال عمليات الترسيب. وحسب الجدول المذكور، تصنف الرواسب

حسب محتوياتها من المعادن المختلفة إلى المقاومات والمؤكسدات والمتميهات والكاربونات والمتبخرات والمختزلات والحياتيات. وحسب الوفرة المعدنية هذه، تتوزع العناصر بشكل مجاميع يمكن إيجازها بالآتي:

جدول 13 ـ 4 تصنيف المعادن المتكونة خلال العمليات السطحية

الحياتيات Biodates	المختزلات Reduzates	المتبخرات Evaporites	كاربونات Carbonates	المتميهات Hydrolyzates	المؤكسدات Oxidates	المقاومات Resistates
Ca, Mg Si, P	C, S. Hc. S^{2-}	Na, Ca, Mg, B	Ca, Mg	Al Si (K)	Fe, Mn	Si
					-	-
		هالايت	كالسايت	الاطيان	جوثايت	كوارتز
كالسايت	الفحم	جبس	دولومايت	بوهيميات	ليمونايت	زركون
صوان	البترول	أنيهدرايت	أراكونايت	بوكسايت	بيرولوسايت	ألمنايت
فوسفات	بايرايت	أبسومايت		السجيل الأسود		روتايل
أراكونايت	الكبريت	يوريت				مونازايت
		كالسايت				كاسيترايت
		دولومايت				ذهب، بلاتين

المصدر (Goldschwidt, 1954

المجموعة الأولى: تشتمل على العناصر التي تكون معادن المنجزات (الحبس والألهيندرايت) والكالسايت والدولدومايت فضلاً عن معادن الملح الصخري وعليه تتمثل هذه المجموعة بعناصر الكالسيوم والمغنيسيوم والصوديوم والبوتاسيوم. وبسبب قابليتها على الإذابة، فإن ترسيب هذه المعادن يتطلب ظروفاً فيزيائية وكيميائية معينة.

المجموعة الثانية: وهي العناصر التي تدخل في تركيب المعادن الأولية المقاومة للتجويه. مثال: وجود البوتاسيوم والصوديوم في حبيبات الفلدسبارات في بعض الصخور الرملية والغربينية، والحديد والتيتانيوم في معادن الماجنتايت والألمانايت والمنغنيز في الكارنت والزركونيوم في الزركون فضلاً عن تراكم كميات من السليكون في أنواع معينة من الرمال الكوارتيزية حيث تصل نسبة (SIO_2) إلى أكثر من (90%).

المجموعة الثالثة: تتمثل بالعناصر الآثرية التي لها القابلية على إحلال عناصر

رئيسة وكما هو الحال في إحلال Ga^{3+} محل Al^{3+} في المعادن الطينية.

المجموعة الرابعة: وهي العناصر التي تدخل كمكونات رئيسة في معادن ثانوية مثل: الألمنيوم والسليكون والحديد والمغنيسيوم في المعادن الطينية والبوتاسيوم في الألايت.

المجموعة الخامسة: توجد في أطوار الهيدروكسيدات والأكاسيد الثانوية مثل: الحديد والمنغنيز.

المجموعة السادسة: وهي مجموعة العناصر الممتزة على أطوار معدنية معينة. مثل امتزاز النيكل والكوبالت والخارصين والصوديوم والكالسيوم على المعادن الطينية وأطوار أكاسيد وهيدروكسيدات الحديد والمنغنيز.

المجموعة السابعة: تشمل العناصر مثل النحاس والفضة والخارصين والرصاص التي تترسب بشكل أطوار كبريتيدية بتوفر ظروف اختزالية شديدة.

المجموعة الثامنة: وهي مجموعة العناصر التي تمتز على دقائق المواد العضوية أو التي ترتبط معها بشكل مركبات عضوية فلزية (organometallic). مثل: النيكل والكوبالت والفناديوم والبروم.

وبعد هذا الإيجاز، يتضح أن توزيع العناصر في الرواسب والصخور الرسوبية يعتمد على مكوناتها اللاعضوية (المعادن والأطوار المختلفة) فضلاً عن مكوناتها العضوية.

قام كل من (Turekian & Wedepohl, 1961) بحساب معدلات محتوى بعض العناصر الكيميائية في أنواع معينة من الصخور الرسوبية وكما يوضحه الجدول (13 ــ 5). وعند التعامل مع بيانات هذا الجدول يجب الانتباه إلى أن تركيز أي عنصر يمثل معدلاً لمدى من التركيز قد يكون واسعاً. وتتصف الرسوبيات والصخور الرسوبية باحتوائها على مديات واسعة من تراكيز العناصر الرئيسة والآثرية. وتؤكد هذه السمة بدون شك على تعدد العوامل المتحكمة في توزيع العناصر في الرواسب والصخور الرسوبية مقارنة بالصخور النارية مثلاً.

جدول 13 ـ 5: محتوى العناصر (جـ م م)
في الأنواع الرئيسة من الصخور الرسوبية مقارنة بالصخور النارية

العنصر	الأحجار الطينية الصفحية	الصخور الرملية	الصخور الكاربونيتية	الصخور النارية
Li	66	10	5	20
Be	3	أعشار	أعشار	2.8
B	100	35	20	10
F	740	270	330	62.5
Na	9600	3300	400	28300
Mg	15000	7000	47000	20900
Al	80000	25000	4200	81300
Si	7300	368000	24000	277200
P	700	170	400	1050
S	2400	240	1200	260
Cl	180	10	150	130
K	26800	10700	2700	25900
Ca	22100	39100	302300	36300
Sc	13	1	1	22
Ti	4600	1500	400	4400
V	130	20	20	135
Cr	90	35	11	100
Mn	850	عشرات	1100	950
Fe	47200	9800	3800	50000
Co	19	0.3	0.1	25
Ni	68	2	20	75
Cu	45	احاد	4	55
Ga	19	12	20	70
Zn	95	16	20	70
Ge	1.6	0.8	0.2	1.5
As	13	1	1	1.8
Se	0.6	0.05	0.08	0.05
Br	4	1	6.2	2.5

العنصر	الأحجار الطينية الصفحية	الصخور الرملية	الصخور الكاربونيتية	الصخور النارية
Rb	140	60	3	90
Sr	300	20	610	375
Y	26	40	30	33
Zr	160	220	19	165
Nb	11	0.0X	0.3	20
Mo	2.6	0.2	0.4	1.5
Ag	0.07	0.0X	0.04	0.07
Cd	0.3	0.0X	0.35	0.2
In	0.1	0.0X	0.0X	0.1
Sn	6	0.0X	0.0X	2
Sb	1.5	0.0X	0.2	0.5
I	2.5	1.7	1.2	0.5
Cs	5	0.X	0.X	3
Ba	280	عشرات	10	425
La	92	30	X	30
Ce	59	92	11.5	60
Pr	5.6	8.8	1.1	8.2
Nd	24	37	4.7	2.8
Sm	6.4	10	1.3	6.2
Eu	1.0	1.6	0.2	1.2
Tb	1.0	1.6	0.2	0.9
Dy	4.6	7.2	0.9	3.0
Ho	1.2	2.0	0.3	1.2
Er	2.5	4.0	0.5	3.4
Tm	0.2	0.3	0.04	0.5
Yb	2.6	4.0	0.50	3.4
Lu	0.7	1.2	0.2	0.5
Ta	0.8	0.0X	0.06	2
W	1.8	1.6	0.6	1.5
Hg	0.4	0.03	0.04	0.08
Tl	1.4	0.8	0.0X	0.5

العنصر	الأحجار الطينية الصفحية	الصخور الرملية	الصخور الكاربونيتية	الصخور النارية
Pb	20	7	9	13
Th	12	1.7	1.7	9.6
U	3.7	0.45	2.2	2.7

المصدر (Turckain & Wedepohl, 1961)

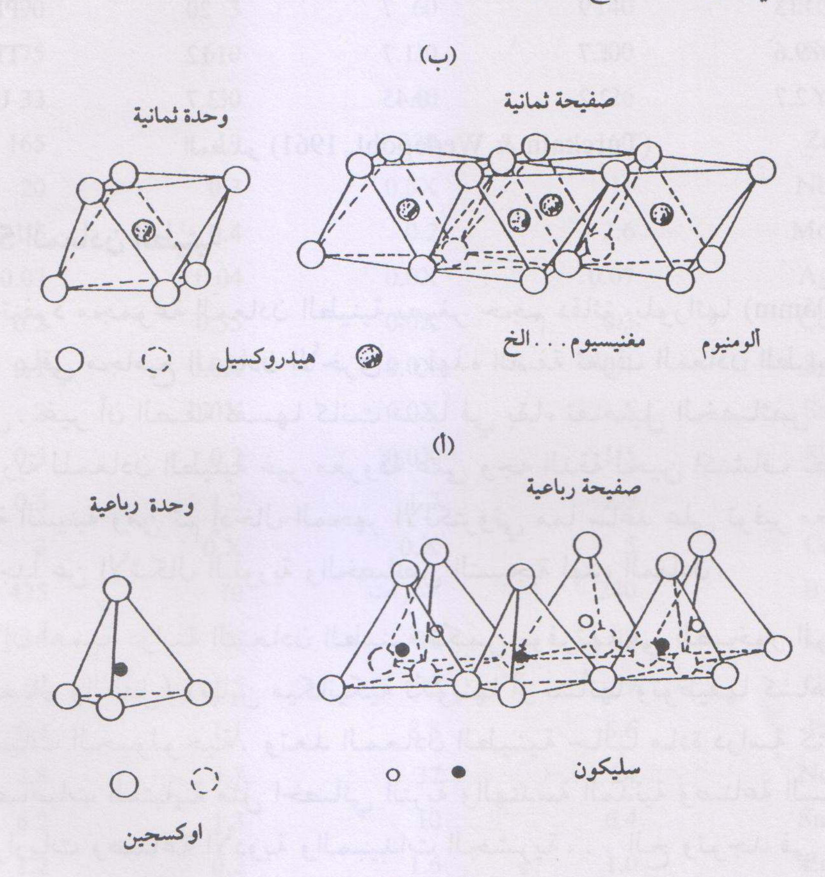
13 ـ 5 المعادن الطينية

تنفرد مجموعة المعادن الطينية بصغر حجم دقائق بلوراتها (mm 0.005 <) مقارنة بباقي مجاميع المعادن الأخرى. ولهذه الصفة تعرف المعادن الطينية بغبار الأرض. غير أن الصفة نفسها كانت سبباً في بقاء تفاصيل الخصائص البنائية والبلورية للمعادن الطينية غير معروفة على وجه الدقة لحين اكتشاف تطبيقات الأشعة السينية ومن ثم إدخال المجهر الالكتروني مما ساعد على توفير معلومات ثمينة جداً عن الأشكال البلورية والخصائص النسيجية لهذه المعادن.

إن أهمية دراسة المعادن الطينية تكمن بوفرتها في الصخور الرسوبية (الصلصال والطَفَل) وتباين ميكانيكية تكوينها أو نشأتها وتوظيفها كشاهد على العمليات الجيولوجية. وتعد المعادن الطينية حالياً مادة دراسة كثير من الاختصاصات المتباينة مثل اخصائي التربة والهندسة المدنية وصناعة السيراميك والحراريات وصناعة الأدوية والمبيدات الحشرية. . . الخ وتوجد في العراق ترسبات كبيرة لبعض المعادن الطينية المهمة وسوف نتطرق إليها في الفقرات اللاحقة.

تتشكل المعادن الطينية بنحو أساسي من السليكا والألمنيوم علاوة على المغنيسيوم والحديد وعناصر قلوية أخرى. ترتبط هذه المكونات مع بعضها التشكيل البناء الذري للمعادن الطينية. ينتظم البناء الذري للمعادن الطينية من خلال تكديس نوعين من الوحدات البنائية. تتمثل الأولى بوحدات $(SiO_4)^{-4}$ رباعية الأوجه التي ترتبط مع بعضها من خلال اشتباك ثلاثة أوكسجين واقعة في قاعدة الهرم وينشأ عن هذا التراصف الصفيحة الرباعية (شكل 13 ـ 9أ). أما النوع الثاني من الوحدات فتأخذ شكلاً ثماني الأوجه حيث تحيط ستة أوينات من الأوكسجين والهيدروكسيل وذلك باتجاهين مما يؤدي إلى تكوين الصفيحة الثمانية (شكل 13 ـ 9ب).

يتباين التركيب البنائي للمعادن الطينية باختلاف عدد الصفائح الرباعية والثمانية وطريقة ارتباطهما. وهكذا يمكن تصنيف المعادن الطينية بالاعتماد على تركيبها البنائي إلى المجاميع الآتية:



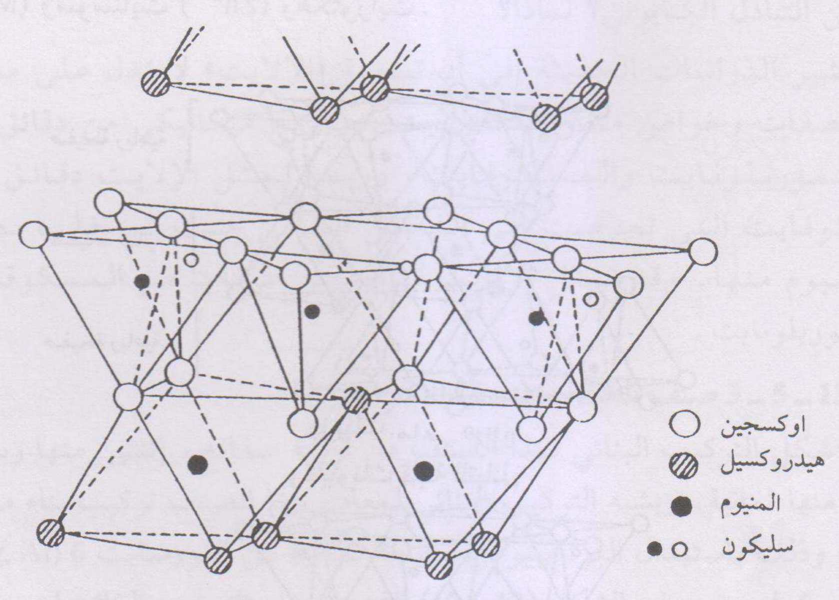
شكل 13 ـ 9 مخطط للصفيحة الثمانية أو صفيحة الجبسايت المكونة من تراصف وحدات ثمانية الأوجه (ب) ومخطط للصفيحة الرباعية المكونة من تراصف الوحدات الرباعية (أ)

المصدر (Grim, 1968)

13 ـ 5 ـ 1 صنف معادن الطبقة الثنائية:

يتشكل هذا الصنف من تكديس طبقات بنائية كل طبقة مكونة من صفيحتين إحداهما ثمانية والأخرى رباعية (شكل 13 ـ 10). ويتصف هذا الصنف بطاقة تماسك عالية بين الطبقات البنائية ولهذا ليس من السهولة فصل هذه الطبقات بعضها عن البعض. وتتصف معادن هذا الصنف ببناء لا يسمح بحدوث الإحلال بين العناصر في الصفيحة الرباعية والثمانية. وحسب درجات ملئ الأيونات الموجبة

(Al^{3+}) في الصفيحة الثمانية، يمكن تقسيم هذا الصنف إلى مجاميع المعادن الآتية: مجموعة معادن السربنتين حيث يشغل Mg^{2+} وكتايونات أخرى جميع المواقع الثمانية الشاغرة ولهذا السبب تسمى بالمعادن ثلاثية الثمانية (trioctahedral) أما الثانية، فهي مجموعة معادن الكاوولينايت التي يشغل فيها Al^{3+} ثلثي مواقع ثمانية الأوجه ولهذا تسمى معادن ثنائية الثمانية. وتقسم المجموعة الأخيرة حسب طريقة تكديس الطبقات البنائية إلى معادن متشاكلة وهي الكاوولينايت والديكايت والنكرايت والهالوسايت إن الصيغة الكيميائية المحسوبة من بيانات التحليل الكيميائي، تكون قريبة أو تنطبق مع الصيغة الكيميائية $Al_4\ SiO_4\ O_{10}\ (OH)_8$ المستخرجة من الوحدة البنائية لمعدن الكاوولينايت وجاء هذا التطابق بين الصغيتين بسبب عدم حدوث إحلال عناصر أخرى محل الألمنيوم أو السليكون في التركيب البنائي لمعدن الكاوولينايت (شكل 13 ـ 10). ولهذا السبب يمتلك المعدن سعة تبادل كتايوني قليلة لعدم تكوين شحنات على دقائقه. كما أن الكاوولينايت لا يعد معدناً منتخفاً بسبب طاقة التماسك الكبيرة بين طبقات بنائه مما لا يسمح لجزيئات الماء بالنفاذ بين طبقاته.

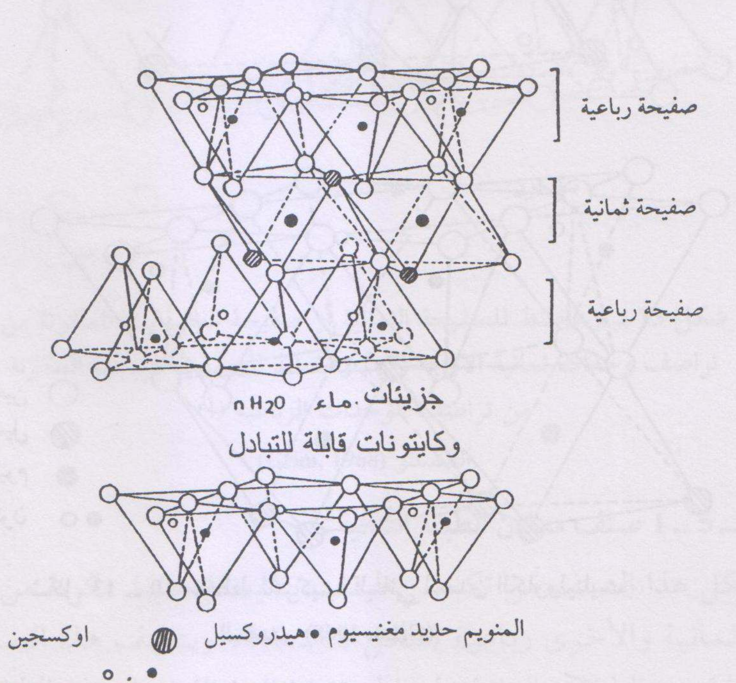


شكل 13 ـ 10 مخطط للتركيب البنائي لمعدن الكاوولينايت
المصدر (Grim, 1968)

13 ـ 5 ـ 2 صنف معادن الطبقة الثلاثة

يتشكل هذا الصنف من تتابع طبقات تحتوي كل واحدة منها على صفيحتين رباعية تحصر فيما بينها صفيحة ثمانية واحدة (شكل 13 ـ 11). ويقسم هذا الصنف

إلى مجموعتين رئيسيتين : تضم الأولى معادن الشبكة المتوسعة (expandable lattice) وتشتمل الثانية على المعادن غير المتوسعة . (non - expandable lattice) . يكون التماسك بين طبقات المجموعة الأولى ضعيفاً ومن السهولة حدوث الاتساع بين الطبقات الثلاثية وذلك بدخول جزيئات الماء أو سوائل قطبية (مثل الكلايكول الأثليني) . ويحدث الاتساع باتجاه موازٍ لمحور (c). إن انخفاض قوة التماسك بين الطبقات هو نتيجة التنافر بين الأوكسجين في الصفيحة الرباعية لطبقتين متقابليتين . وتمتاز هذه المجموعة من المعادن بإمكانية إحلال عناصر (Mg^{2+}) محل الألمنيوم في الصفيحة الثمانية وإحلال الألمنيوم محل السليكون في الصفيحة الرباعية . إن هذه الأنواع من الإحلال تؤدي إلى تكوين شحنات كهربائية موزعة على سطوح وحافات البلورة . وينتج عن تكوين الشحنات هذه، قابلية عالية على التبادل الكتايوني . تضم المجموعة المتوسعة مجموعة معادن السمكتايت ومجموعة معادن الفرمكيولايت . وحسب نوع الكتايونات التي تشغل الصفيحة الثمانية، فإن مجموعة السمكتايت تضم معادن المونتموريلونايت (Al) ونونترونايت (Fe^{3+}) وسايونايت (Mg^{2+}) وسوسنايت (Zn^{2+}) وهكتورايت .



شكل 13 ــ 11 مخطط التركيب البنائي لمعدن المونتموريلونايت .

المصدر (Grim, 1968)

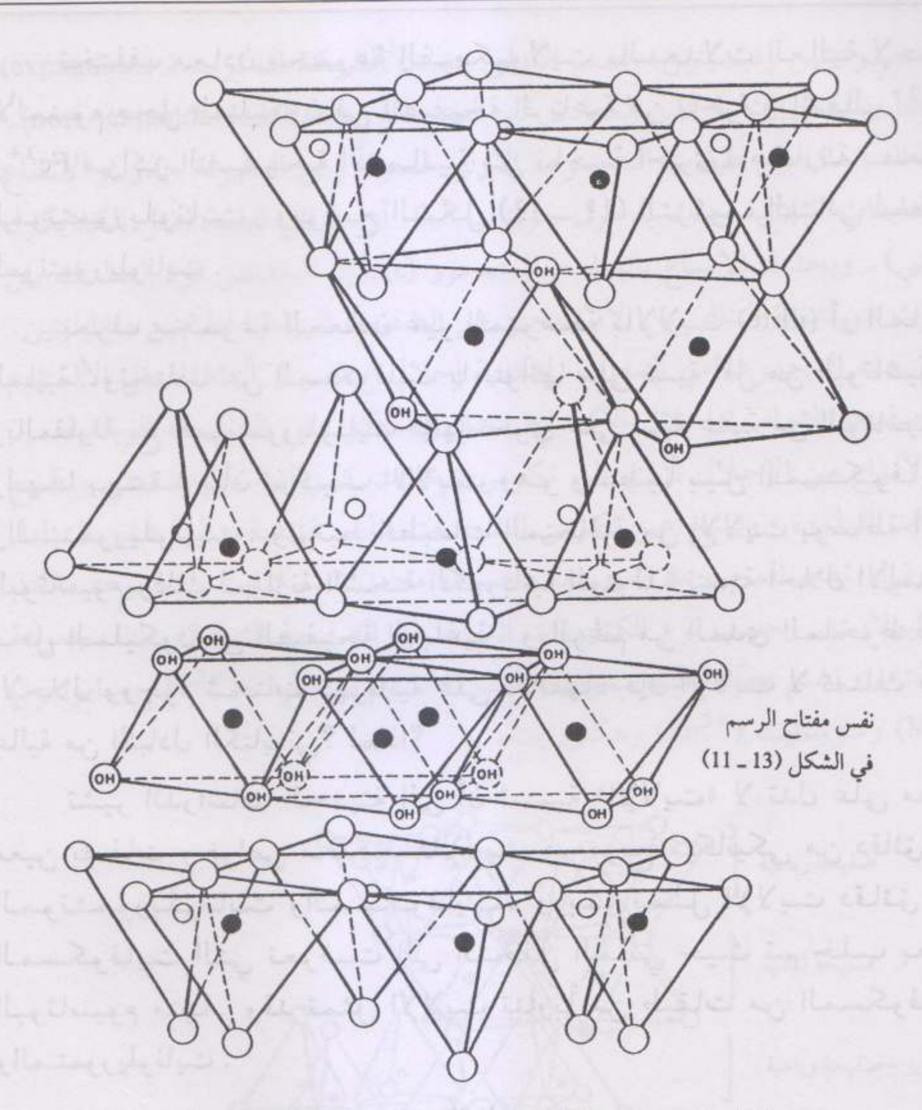
تختلف معادن مجموعة الفرمكيولايت بالمعدلات العالية لإحلال الألمنيوم محل السليكون في الصفيحة الرباعية من ناحية وبإشغال Mg^{2+} و Fe^{3+} مراكز الصفيحة الثمانية من ناحية أخرى، مقارنة بمعدن المونتموريلونايت. ويوضح الشكل (13 ـ 11) التركيب البنائي لمعدن المونتموريلونايت.

تعرف مجموعة المعادن غير المتوسعة بالإلايت (illite) أو المايكا المائية. وتختلف عن المسكوفايت باحتوائها على نسبة أقل من البوتاسيوم، وبالمقارنة مع المونتموريلونايت فإنها تحوي على نسبة عالية من البوتاسيوم. ولهذا يعتقد بأن تركيب الإلايت وهو وسطياً بين المسكوفايت والمنتموريلونايت. وترتبط الطبقات المتعاقبة من الإلايت بوساطة أيون البوتاسيوم وذلك لموازنة الشحنة الكهربائية المتولدة نتيجة احلال الألمنيوم محل السليكون في الصفيحة الرباعية. وبالرغم من المدى الملحوظ لهذا الإحلال ووجود شحنات كهربائية على دقائقها، فإن الإلايت لا تمتلك سعة عالية من التبادل الكتايوني؟ لماذا؟

تشير الدراسات الحديثة إلى أن تسمية «الإلايت» لا تدل على معدن معين بصفات وخواص محددة. فالإلايت هو مزيج ميكانيكي من دقائق من المونتموريلونايت والمسكوفايت، وربما تمثل الإلايت دقائق من المسكوفايت التي تعرضت إلى التحلل المائي حيث تم خلب بعض البوتاسيوم منها. وقد تمثل الإلايت تناوباً من طبقات من المسكوفايت والمنتموريلونايت.

13 ـ 5 ـ 3 صنف الطبقات منتظمة الامتزاج

يتشكل التركيب البنائي لهذا الصنف من أربعة صفائح، إثنتين منها رباعية واثنتين منها ثمانية. ويشبه التركيب البنائي لمعادن هذا الصنف تركيب بناء معدن الإلايت وذلك باستبدال البوتاسيوم بصفيحة ثمانية من البروسايت $(Mg, Al)_6(OH)_{12}$ وكما موضح في الشكل (13 ـ 12) الذي يعرض التركيب البنائي لمجموعة معادن الكلورايت. إن وجود صفيحة البروسايت بين طبقات معادن الكلورايت هو لغرض موازنة الشحنة الكهربائية المتولدة عن إحلال الألمنيوم محل السليكون الصفيحة الرباعية.



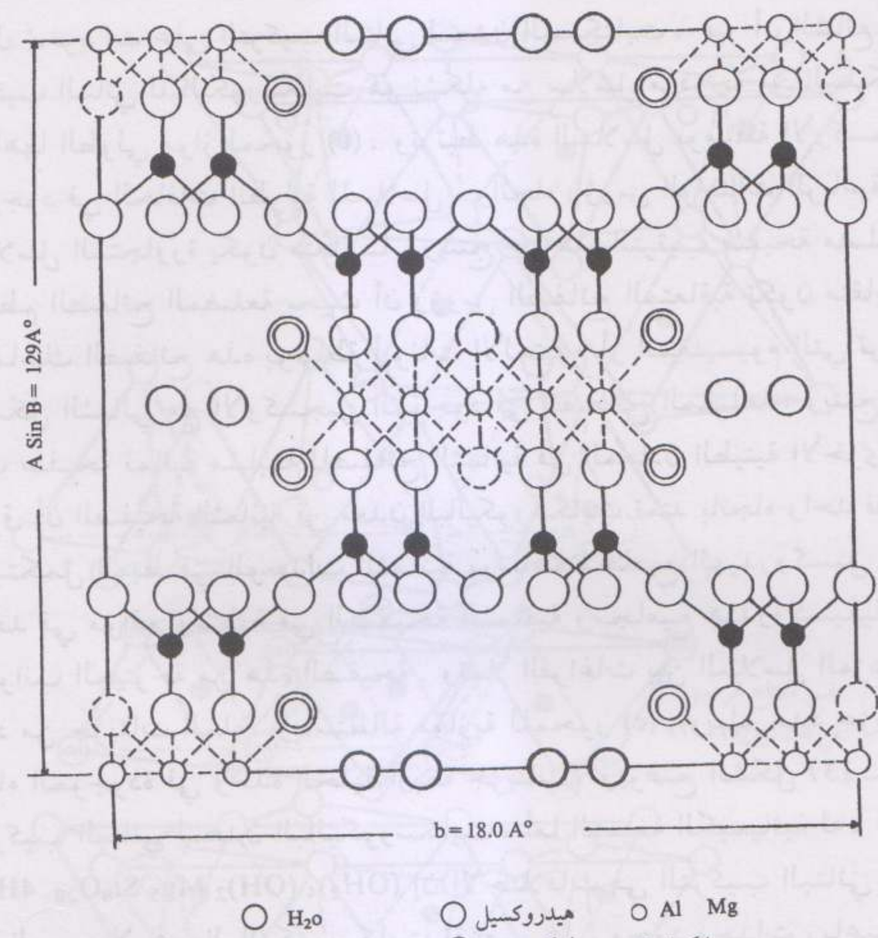
شكل 13 ـ 12 مخطط تركيب البنائي مجموعة الكلورايت
المصدر (Grim, 1968)

13 ـ 5 ـ 4 مجموعة معادن الباليكورسكايت ـ السيبيولايت

تنفرد هذه المجموعة عن باقي المعادن الطينية بتركيبها البنائي الذي لا يتبع صنف السليكات الورقية الذي تنتمي إليه بقية المعادن الطينية. وتعد دراسة معادن هذا الصنف من المعادن الطينية حديثة العهد مقارنة بباقي المعادن الطينية الأخرى. وتشير الدراسات الحديثة إلى وجود علاقة بين الباليكورسكايت والسمكتايت. وقد تكون هذه العلاقة ذات طبيعة منشئية. وعند مناقشة التركيب البنائي لمعادن الباليكورسكايت مثلاً، يجب الأخذ بنظر الاعتبار إمكانية اشتقاق هذا البناء من

خلال تحويرات على التركيب البنائي لمعدن السمكتايت. غير أن الشائع عن التركيب البنائي للباليكورسكايت هو تشكله من سلاسل مزدوجة من السليكات إتجاهها الطولي موازٍ لمحور (c). وترتبط هذه السلاسل بوساطة الأوكسجين الموجود في الحافات الطولية للسلاسل. واتجاه رؤوس الوحدات الرباعية في السلاسل المتجاورة يكون متعاكساً. وينتج عن هذا الترتيب صفيحة مضلعة. وتنتظم الصفائح المضلعة بحيث أن رؤوس الصفائح المتعاقبة تكون متقابلة. وتتماسك الصفائح هذه بوساطة أيونات الألمنيوم أو المغنيسيوم التي ترتبط بالشكل الثماني مع الأوكسجين الموجود في الصفائح المضلعة. وينتج عن ذلك صفيحة ثمانية مشابهة للصفائح الثمانية في المعادن الطينية الأخرى مع الفرق أن الصفيحة الثمانية في معدن الباليكورسكايت تمتد باتجاه واحد فقط. ويستكمل الربط في الوحدات الثمانية بوساطة مجاميع الهيدروكسيل التي توجد في مواقع وسطية في الصفيحة الثمانية ومجاميع هيدروكسيلية في الجوانب المفتوحة من هذه الصفيحة. وتملأ الفراغات بين السلاسل المزدوجة عدد من جزيئات الماء. وباستطالة موازية للمحور (c). ويبلغ عدد جزيئات الماء الموجودة في وحدة الخلية أربعة جزيئات. ويوضح الشكل (13 ــ 13) التركيب البنائي لمعدن الباليكورسكايت. أما الصيغة الكيميائية له، هي: $(OH_2)_4\ (OH)_2\ Mg_5\ Si_8O_{20}.\ 4H_2O$ إن الاختلافات في التركيب البنائي لكل من السيبيولايت والباليكورسكايت تقتصر على وجود وحدات رباعية من السليكا مضافة بشكل منتظم وبمعدل وحدة واحدة لكل جانب من جانبي سلسلة الأمفيبول المزدوجة.

تنفرد المعادن الطينية والطين بشكل عام، بمكانتها المتميزة في الجوانب الروحية والمادية لبني البشر. فالطين من المواد الأولى التي تعرف عليها الإنسان قديماً وكتب عليها (الرقم الطينية) وصنع منها أدواته المنزلية كما وظفها كمواد إنشائية في بناء منازله خلال مراحل التاريخ الإنساني. ويحتل الطين أيضاً مكانة متميزة في المعتقدات الروحية والدينية وذلك من خلال علاقته ببدء الحياة الإنسانية. وليس غريباً الآن أن نرى تناول الطين والمعادن الطينية من قبل الاختصاصات المختلفة ووفرة حجم هائل من البيانات بتوجهات متباينة حول الطين والمعادن الطينية واستخداماتها الصناعية والبيئية والزراعية.



شكل 13 ـ 13 مخطط للتركيب البنائي لمعدن الباليكورسكايت
المصدر (Grim, 1968)

تتكون المعادن الطينية نتيجة التغيرات الحاصلة على أطوار سليكات الألمنيوم خلال عمليات التجويه والفعاليات الحرمائية منخفضة الحرارة. إن هذا الإطار العام معروف من خلال ملاحظة العلاقات الحقلية ونتائج الدراسات المختبرية. غير أن تفاصيل التغييرات والتفاعلات التي تؤدي إلى تكوين المعادن الطينية غير معروفة. ما هي طبيعة القوى التي تؤدي تغيير التركيب السلسلي للأمفيبول أو التركيب الهيكلي للفلدسبارات إلى صفائح سداسية من المعادن الطينية؟ هل أن المعادن الطينية تتكون من التغييرات الحاصلة على تركيب بنائية سابقة التكوين أم أنها تتكون نتيجة إرتباط مجموعة (Al - O) بمجموعة (Si - O) وترسيب المعادن الطينية؟ هل يمكن أن تتكون المعادن الطينية من مكونات ذائبة وذلك

بترسيبها مباشرة من مياه البحار مثلاً؟ إن هذه الأسئلة لا تزال تنتظر الأجوبة؟.

أما موضوع العلاقات المشتركة لمعادن الطين وكذلك الظروف الملائمة التي تؤدي إلى تفصيل تكوين معدن بدل آخر أو الظروف التي تعمل على زيادة استقرار معدن أو مجموعة معادن دون أخرى، فإن جل معلوماتنا عن العوامل المذكورة قد تراكمت من الدراسات الحقلية للرواسب الحديثة والقديمة والدراسات التجريبية أيضاً. لقد وجد من هذه الدراسات أن جميع المعادن الطينية يمكن أن توجد في البيئات البحرية وغير البحرية، غير أن هناك بعض الخصائص والظروف البيئية التي تفضل تكوين معادن مختلفة واستقرارها وتغييرها. وهذه العوامل هي صفات مواد الأصل والخصائص الفيزيوكيميائية للبيئة التي يتكون فيها المعدن. فمثلاً ظروف تكوين معدن الكاوولينايت هي البيئة الحامضية. لقد تم استنتاج ذلك من خلال ملاحظة تغايير ذوبان كل من السليكا والألومينا في بيئات ذات دالات حامضية مختلفة. ووجد في البيئات الحامضية زيادة ذوبان الألومينا وانخفاض إذابة السليكا وهذا يجعل من نسبة $\frac{AL}{si}$ تقترب من نفس النسبة في الكاوولينايت مثل: الكالسيوم والمغنيسيوم والبوتاسيوم والحديد. وتساعد البيئات المتعادلة ـ القلوية على ترسيب معدن المنتموريلونايت. وتوفر مثل هذه الظروف في بيئات تجويه الصخور القاعدية حيث يكون محتوى مياه التصريف من النسبة $\frac{AL}{sI}$ قليلة وتقترب من نفس النسبة في المونتموريلونايت. ويمكن الانتقال من معدن طيني إلى آخر بإضافة أو إزالة بعض المكونات وكما يوضحه الشكل (13 ـ 2).

13 ـ 6 الصخور الكاربوناتية

تحظى باهتمام كبير الصخور الكاربوناتية وبخاصة الصخور الجيرية والومائية وذلك لأهميتها الاقتصادية. فهي تشكل صخور معظم المستودعات النفطية والغازية والمياه الجوفية. كما تعد من الصخور المهمة التي تستضيف رواسب خامات حرمائية فضلاً عن استعمال الصخور الكاربوناتية في العديد من الأغراض الصناعية والزراعية والإنشائية.

تشكل الصخور الكاربوناتية نسبة كبيرة في العمود الصخاري في قطر العراق. وتزيد قيمة هذه النسبة بكثير عن نفس النسبة في العمود الصخاري الرسوبي للقشرة الأرضية والتي تبلغ حوالي (20%). تشير المصادر العلمية إلى وفرة أكثر من (60) معدن كاربوناتي، إلا أن بضعة معادن فقط تشكل الصخور الكاربوناتية وهي:

الكالسايت والاراكونايت والدولومايت علاوة على السيدرايت والمغنازايت والنترون $(Na\ HCO_3 .\ 2H_2O)$ وترونا $(Na_2\ CO_3,\ 10H_2O)$.

تترسب معادن كاربونات الكالسيوم بطريقتين: الأولى نتيجة العمليات الحياتية للأحياء أي عضوية أما الثانية فهي لا عضوية. وتتكون معادن كاربونات الكالسيوم بثلاثة ميكانيكيات عضوية: الأولى تراكم كاربونات الكالسيوم في قشور وهياكل بعض الأحياء وذلك من خلال امتصاص أيونات الكالسيوم والكاربونات المذابة في المحلول المائي وتحويلها إلى معادن الكالسايت والاراكونايت. وعند موت هذه الأحياء تتجمع هياكلها وقشورها لتكون فيما بعد صخور الجير العضوية. أما الميكانيكية الثانية فتتلخص باستهلاك بعض الأحياء لثاني أوكسيد الكاربون المذاب مما يؤدي إلى زيادة تحلل البيكاربونات ورفع تراكيز ايون الكاربونات. وتعتمد الميكانيكية الثالثة على إفراز بعض الأحياء مواد تعمل على رفع الدالة الحامضية مما يعين على ترسيب كاربونات الكالسيوم. بشكل عام، يتطلب الترسيب العضوي لكاربونات الكالسيوم توفير ظروف بيئية ملائمة لنمو وتكاثر الأحياء المائية. وأفضل هذه الظروف هي التي تسمح لنفاذ أكبر قدر من ضوء الشمس والتي تنخفض معدلات تدفق المواد الغذائية الأرضية إليها لكي لا تعمل هذه المواد على تخفيف كاربونات الكالسيوم من ناحية ولكي لا تعمل على تعكير المياه ثم التأثير سلباً على نمو الأحياء المائية وتكاثرها من ناحية أخرى.

أما ترسيب كاربونات الكالسيوم لا عضوياً، فيتطلب تجاوز قيمة حاصل الذوبان لكاربونات الكالسيوم الذائبة في المياه حدود (4.5×10^{-9}) و(6.0×10^{-9}) لقيم حاصل الذوبان لكل من الكالسايت والاراكونايت على التوالي. وتشير البيانات التحليلية بأن مياه البحار تحتوي على Ca^{2+} وCO_3^{2-} بتراكيز تساوي $(0.01m)$ و$(0.002M)$ على التوالي. وحاصل ضرب التركيزين يساوي (2×10^{-6}) وهذا الرقم أكبر بحدود (400) مرة مقارنة مع حاصل ذوبان كل من الكالسايت والأراكونايت.

هل أن مياه البحار هي محاليل فوق الإشباع بكاربونات الكالسيوم الذائبة؟ لا توجد أسباب مقنعة على ذلك. وإذا كان الحال كذلك لماذا لا تترسب بشكل مستمر أطوار كاربونات الكالسيوم في نموذج من مياه البحار؟ إن في حالة المحاليل التي تمتلك شدة أيونية تساوي (0.7) كما هو الحال في مياه البحار، فإن معامل فعالية كل من Ca^{2+} وCO_3^{2-} تساوي (0.28) و(0.20) على التوالي. وبحساب ثابت الذوبان لكاربونات الكالسيوم الذائبة في مياه البحار وبعد استخدام معامل فاعلية كل

من Ca^{2+} وCO_3^{2-} نجد بأن القيمة المحسوبة تبلغ (1.1×10^{-7}) ولا يزال هذا الرقم أكبر بحدود (20) مرة من قيمة ثابت الذوبان لمعدن الأراكونايت. إن وجود أيون الكبريتات يعمل على إعاقة أو التقليل من التركيز الفعال لأيون الكالسيوم بنسبة 91% وبنفس الأسلوب بالنسبة لتقليل أيون المغنيسيوم من التراكيز الفعالة لأيون الكاربونات بنسبة (9%). وبعد إدخال هذه النسب في الحسابات تكون قيمة ثابت ذوبان كاربونات الكالسيوم الثابتة في المياه بحدود (9×10^{-9}) وهو أفضل رقم يمكن التوصل إليه مقارنة مع ثابت ذوبان الأراكونايت وهذا يعني بأن مياه البحار قريبة من حالة الإشباع (التوازن) بالنسبة لكاربونات الكالسيوم حيث تذوب كاربونات الكالسيوم في مواقع وفي مواقع أخرى يترسب كاربونات الكالسيوم في مياه البحار.

تتبلور كاربونات الكالسيوم من مياه البحار بشكل معدن الأراكونايت أولاً. وأثار هذا السلوك اهتمام الكثير من الاخصائيين بعد الكشف عن الأسباب التي تجعل من الأراكونايت يترسب أولاً بدل الكالسايت على الرغم من أن حسابات الدينميكية الحرارية وقابلية الذوبان ترجح تبلور الكالسايت أولاً. واتفقت الآراء على أن إحاطة الأيونات المتميهة من المغنيسيوم لبلورات الكالسايت الأولى تشكل درعاً يمنع أيونات الكالسيوم والكاربونات من الارتباط والتراكم على البلورات البدائية للكالسايت وبذلك تمنع نموها. وتعين الأيونات الكبيرة لبعض العناصر مثل Sr^{2+} و Ba^{2+} و Pb^{2+} على ترسيب الكالسايت كما يعينها ارتفاع درجات الحرارة والدالة الحامضية للمياه. أما في حالة ترسيب كاربونات الكالسيوم من المياه العذبة (محتوى قليل من المغنيسيوم) وبتأثير مستوى الإشباع التي تصلها بفقدان ثاني أوكسيد الكاربون أو بالتبخير، فإن المعدن المتبلور هو الكالسايت.

إن علاقات الطورين الأراكونايت والكالسايت تؤشر بأن الأراكونايت هو الطور غير المستقر، فهو يتحول مع الزمن إلى الطور الأكثر استقراراً وهو الكالسايت. وبالرغم من استقراريته المنخفضة، فقد سجلت بعض الدراسات وجود الأراكونايت في صخور بأعمار قد تصل الحقبة القديمة. وفي العراق لوحظ وجود الأراكونايت في صخور تكوين الجريبي (مايوسين) المكونة للباب طية عطشان في شمال غرب الموصل. وتسهم عوامل عديدة في خفض معدلات تحول الأراكونايت إلى الكالسايت. ومن هذه العوامل ارتفاع تراكيز عنصر Sr^{2+} في الأراكونايت وكذلك وجود مركبات عضوية تغلف بلورات الأراكونايت وبهذا تمنع المحاليل

المائية من الوصول إلى أسطح البلورات فتمنع إذابة وتحول الأراكونايت إلى الكالسايت. وتعرض النتائج التحليلية في أدناه تأثير تراكيز Sr^{2+} على استقرارية الأراكونايت في صخور تكوين الجريبي.

نوع الصخور	معدل محتوى Sr ج م م
صخور جيرية أراكونيتية	3889
صخور جيرية مكونة من الكالسايت	682
صخور جيرية دولومانية	385

المصدر (Dhannoun & Al - Dabbagh, 1978)

يلاحظ من البيانات التحليلية في أعلاه بأن الصخور الأراكوناتية تحوي ما يقارب خمسة أضعاف ما تحويه الصخور الجيرية المكونة من الكالسايت فقط. ومن الملاحظات الأخرى حول هذه الصخور بأنها تحوي غازات ومركبات عضوية منها مركبات كابوكسيلية وأمينية. وربما ساعدت أيضاً هذه المكونات في استقرار الاكونايت في تلك الصخور.

12 ـ 7 معضلة الدولومايت:

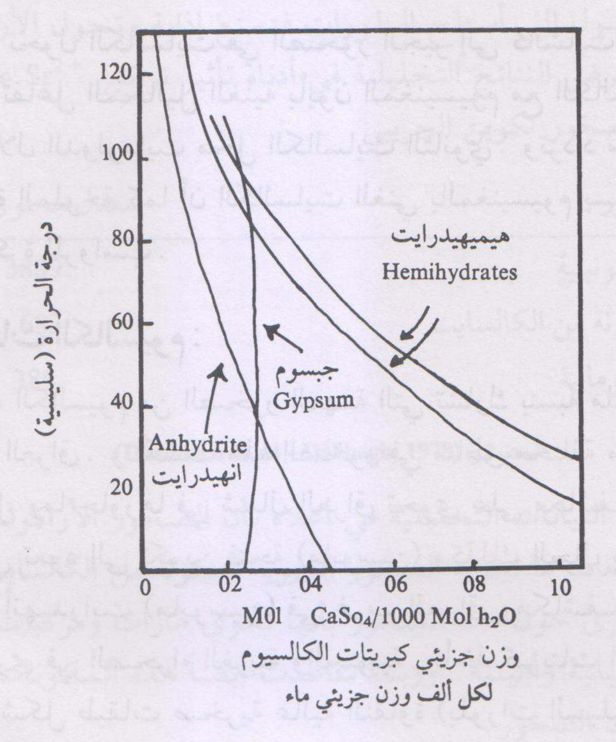
لغرض مناقشة هذه المعضلة، يجب تسليط الضوء أولاً على البنية البلورية لمعدن الدولومايت. من الناحية الكيميائية، يتكون الدولومايت من الكاربونات المزدوجة للكالسيوم والمغنيسيوم $Ca\,Mg\,(CO_3)_2$. في البنية البلورية للدولومايت توجد أيونات الكالسيوم والمغنيسيوم في مستويات بلورية منفصلة ومتناوبة مع مستوى جذر الكاربونات وإن شكل هذه البنية توحي إلى درجات عالية من انتظام الأيونات. وعليه لا يمكن أن يتكون الدولومايت في ظروف درجات الحرارة المنخفضة حيث تكون حركة أيونات الكالسيوم والمغنيسيوم والكاربونات بطيئة ولا تسمح بترتيب هذه الأيونات في المستويات المنتظمة في بنية الدولومايت. أما في ظروف درجات الحرارة العالية حيث تكون حركة الأيونات سريعة مما يؤدي إلى انتظام الأيونات في المستويات البلورية للدولومايت وترسبها من المحاليل التي تحويها. وهذا يفسر عدم تكوين الدولومايت في ظروف منخفضة من درجات الحرارة بينما يتكون في ظروف عالية من درجات الحرارة.

إن دلمتة رواسب كاربونات الكالسيوم تتطلب أولاً تحول الأراكونايت إلى

الكالسايت أو تحول الكالسايت في الصخور الجير إلى كالسايت ثانوي ثم يعقب هذه المرحلة تفاعل المحاليل الغنية بأيون المغنيسيوم مع الكالسايت في الحالة الصلبة أو إحلال الدولومايت محل الكالسايت الثانوي. وتزداد سرعة الدلمتة في البيئات شديدة الملوحة كما أن الكالسايت الغني بالمغنيسيوم يساعد على الدلمتة السريعة والمبكرة للرواسب.

13 ـ 8 كبريتات الكالسيوم:

كبريتات الكالسيوم من الصخور المهمة التي تشارك بنسبة ملحوظة في العمود الصخاري في العراق. وتنكشف هذه الصخور في مناطق مختلفة من العراق غير أن منطقة الموصل وما جاورها في شمال العراق تحوي على مكاشف واسعة من هذه الصخور والتي تعود إلى تكوين فتحة (مايوسين) وكذلك الحال بالنسبة لمكاشف تكوين ذيبان أنهيدرايت (مايوسين) في غرب العراق ومكاشف صخور تكاوين جيولوجية أخرى في الصحراء الغربية والجنوبية. تأخذ كبريتات الكالسيوم أشكالاً مختلفة منها شكل طبقات صخرية عالية النقاوة (بلورات السبلينايت) أو تحوي بعض الشوائب. وبشكل بلورات متفرقة أو تجمعات عنقودية أو بشكل عقد أو ألياف. أما معادن كبريتات الكالسيوم هي الجبسوم. ($Ca\ SO_4\ 2H_2O$) والأنهيدرايت ($Ca\ SO_4$) والباسنايت ($Ca\ SO_4\ 0.5H_2O$) ويقتصر وجود المعدن الأخير على المناطق الجافة. وترتبط هذه المعادن بعلاقات طورية كما يوضحها الشكل (13 ـ 14). تؤثر زيادة درجات الحرارة تأثيراً قليلاً على معدلات إذابة الجبسوم مقارنة مع الأنهيدرايت. ويتقاطع منحنى العلاقة درجات الحرارة ـ كمية الذوبان لكل من الجبسوم والأنهيدرايت عند درجة حرارة (42^0 C). وتشير هذه العلاقة إلى أن الجبسوم هو الطور المستقر في درجات حرارة أقل من (42^0 C) بينما يكون الأنهيدرايت هو المعدن المستقر في درجات حرارة أكثر من (42^0 C). وبهذه العلاقة أيضاً يمكن تفسير عدم ترسيب الأنهيدرايت أولاً من مياه البحار بشكل مباشر، بينما يترسب الجبسوم أولاً من مياه البحار المتعرضة للتبخير عند درجة حرارة (30^0 C) وذلك عندما تصل ملوحة المياه (3.35) مرة أكبر من الملوحة الأصلية ولا يترسب معدن الأنهيدرايت إلا بعد وصول محتوى الملوحة إلى خمسة أضعاف الملوحة الابتدائية. ويوضح الشكل (13 ـ 14) أيضاً، إمكانية تكوين معدن الباسنايت من الجبسوم فقط وذلك عند درجات حرارة أقل من (110^0 C) ويمكن أيضاً تحول الباسنايت إلى الأنهيدرايت في أي درجة حرارة ولا يحدث العكس.



شكل 13 ـ 14 علاقة الطور في منظومة H_2O - Ca SO_4

المصدر (Degens, 1965)

ارتبط ترسيب كبريتات الكالسيوم ببيئات المحاليل شديدة الملوحة (أجاج). وتتكون هذه المحاليل في أحواض مغلقة مثل بحر مغلق أو مستنقع أو بحيرات شاطئية، علاوة على نطاق الترشيد (vadose zone) في المناطق الساحلية الصحراوية كما هو الحال في الساحل الجنوبي للخليج العربي في دولة الإمارات العربية المتحدة. وعلى هذا الأساس طرحت ميكانيكية «تبخير الإناء» (evaporating dish) لتفسير ترسيب كبريتات الكالسيوم ووجد فيما بعد، بأنها لا تكفي لتفسير تكوين طبقات سميكة من صخور كبريتات الكالسيوم، حيث تشير الحسابات إلى أن تكوين طبقة بسمك (10cm) من الجبسوم تحتاج إلى عمود من ماء البحر يبلغ ارتفاعه (300m). ولمعالجة هذه الحالة، طرحت فكرة الرجوع (reflux) لتفسير تزويد الأحواض المعزولة بمياه البحر بشكل مستمر. ويتم هذا من خلال ممرات ضيقة عبر الحواجز التي تفصل الحوض المغلق من البحر المفتوح علاوة على تدفق مياه البحر عبر الينابيع الموجودة في داخل الحوض.

إن الملاحظات الحقلية وربطها بنتائج الدراسات التجريبية تؤدي إلى جملة استنتاجات حول استقرارية كل من الجبسوم والأنهيدرايت وعلاقتهما في ظروف

البيئات الرسوبية. إن الزيادة في درجات الحرارة والضغط ووفرة المحاليل شديدة الملوحة يساعد على تحول الجبسوم إلى الأنهيدرايت في ظروف الدفن، بينما يبقى الجبسوم بحالة مستقرة إلى أعماق تصل (800m) في حالة غياب المحاليل شديدة الملوحة. أما تحت الظروف الاعتيادية، فيمكن أن يتصاحب الجبسوم مع الأنهيدرايت حيث تكون العلاقة بينما قريبة من حالة التوازن وبدلالة نتائج حسابات الطاقة الحرة (ΔG^0) القياسية وكما موضح في التفاعل (13.16). إن الجبسوم هو المعدن الذي يترسب من مياه البحر في حقل استقراره وكذلك يتبلور بشكل شبه مستقر في حقل استقرار الأنهيدرايت ولم يلاحظ تبلور الأنهيدرايت بشكل مباشر من ماء البحر تحت ظروف التوازن. ويمكن فقط ترسيب الأنهيدرايت ترسيباً مباشراً من المحاليل بأقصى محتوى من الملوحة وتحت ظروف مناخية شبه جافة.

13 ـ 9 رواسب «الفوسفورايت»:

توجد رواسب «الفوسفورايت» بحرية المنشأ بشكل عام، في مناطق متفرقة من العالم وبأعمار متباينة تمتد من فترة ما قبل الحياة (precacmbrain) ولغاية الحقبة الرباعية غير أن الرواسب الضخمة والمهمة محدودة بفترات عمرية محددة وفي أنطقة جغرافية معينة. ومن أشهر «الفوسفورايت» هي تلك الموجودة في الاتحاد السوفيتي والصين والهند بعمر الحياة القديمة وفوسفورايت الكامبري في أستراليا وفي الولايات المتحدة الأمريكية وفوسفورايت العصر الثلاثي في شمال أفريقيا وفي فلسطين وسوريا والأردن والعراق والتي تسمى بفوسفورايت التثيس. وتعد المملكة المغربية المصدر الأولى للفوسفورايت في العالم ويبلغ احتياطي الوطن العربي من الفوسفورايت أكثر من (40%) مقارنة باحتياطي العالم. وهناك إهتمام واسع النطاق في السنوات الأخيرة بهذه الرواسب وذلك لدخولها في صناعات استراتيجية مثل صناعة الأسمدة وعلاقتها بتأمين الغذاء وإمكانية استخلاص عناصر مهمة منها مثل: اليورانيوم والعناصر الترابية النادرة علاوة على أهمية الفوسفورايت في صناعات أخرى خدمية.

وكما هو الحال في معادن عدد من العناصر، فإن معادن عنصر الفوسفور تربو على (150) معدناً غير أن معظم محتوى صخور القشرة الأرضية من الفسفور تنحصر في بضعة معادن أهمها معادن فوسفات الكالسيوم. وتعد مجموعة معادن الأباتايت من أكثر المعادن الشائعة لفوسفات الكالسيوم في الصخور الرسوبية.

وتمثل الأباتايت مجموعة متشاكلة من معادن تراكيبها تتحدد بتراكيب الأعضاء المنتهية (end members) الآتية:

1 ـ الفلورأباتايت $Ca_5 (PO_4)_3 F$

2 ـ الكلوروأباتايت $Ca_5 (PO_4)_3 Cl$

3 ـ هيدروكسيل أباتايت $Ca_5 (PO_4)_3 OH$

4 ـ كاربونات فلورأباتايت $Ca_5 (PO_4, CO_3)_3 F$

ويعرف هذا المعدن باسم فرانكولايت (francolite). وفي حالة وجود أيون الهيدروكسيل بدلاً من أيون الفلور، عندئذٍ يدعى المعدن داهلايت (dahlite) بتركيب $Ca_5 (PO_4, CO_3)_3 OH$. تشكل كاربونات فلورأباتايت (فرانكولايت) المكونات الأساسية لرواسب «الفوسفورايت». أما هيدروكسيد أباتايت فيوجد في العظام والأسنان حديثة العهد.

من المواضيع التي لا يوجد اتفاق عام عليها هو ميكانيكيات نشأة الفوسفورايت الرسوبية وأسس تصنيفها. تحوي المصادر العلمية على عدد من الفرضيات المقترحة بشأن تكوين الفوسفورايت الرسوبي كما أطلقت العديد من المصطلحات الخاصة بتصنيف هذه الرواسب مثل: الفوسفوريات العظمي وفوسفورايت العمليات التحويرية والفوسفورايت موضعي المنشأ. غير أن التصنيف السائد الآن هو يعتمد على حجم حبيبات المكونات الفوسفاتية والذي يشمل الآتي:

1 ـ المايكروسفورايت: وهي المكونات الفوسفاتية الموجودة بشكل طبقة رقيقة أو التي تشكل قاعدة للمواد الرابطة (الإسمنتية) في الصخور الفوسفاتية. ويعد هذا النوع غير فتاتي دقيق التبلور ولا يوجد فيه ما يشير إلى حدوث عمليات النقل. وهذا النوع قليل التواجد في فوسفوريات «التيثيس» بشكل عام وفوسفوريات العراق بشكل خاص.

2 ـ الفوسفورايت الحبيبي: في هذا النوع تأخذ حبيبات المكونات الفوسفاتية أشكالاً منها: الدمالق والسرئيات وفتات داخلية وعظام... الخ والموجود ضمن أرضية مكونة من مواد جيرية وسليكاتية وطينية ومايكروسفورية. ويسود هذا النوع في رواسب فوسفوريات التيثيس بشكل عام وفوسفورايت العراق بشكل خاص.

أما مناقشة طريقة تكوين رواسب «الفوسفورايت» فتمثل موضوعاً قد يطول

ويتعدى صفحات كتاب مختص، فكيف هو الحال في عدة صفحات من هذا الكتاب. وعليه سنتناول الموضوع بإيجاز شديد، ومنذ أن طرحت أو اقترحت فرضية (Kazakove, 1937) بخصوص نشأة الفوسفوريات البحرية وارتباطها بنتائج عدد من التجارب المختبرية والملاحظات الحقلية، ازدادت معدلات الأسئلة بحيث تجاوزت معدلات الأجوبة المتوفرة في هذا المجال. وهكذا تشكلت عقبات علمية في أمر إنجاز دراسة منشأة الفوسفورايت البحرية. مثل الدورة الجيوكيميائية لفوسفور البحار وكمية الفوسفات الذاتية في مياه البحار ومعدلات. إذابة كاربونات فلورأباتايت ودور التيارات الصاعدة إلى الأعلى وإعاقة المغنيسيوم لترسيب كاربونات فلورأباتايت وأهمية محتوى الأباتايت من العناصر الآثرية وظروف PH - Eh ودورية تكوين رواسب الفوسفوريات ضمن مديات ضيقة وواسعة من الزمن الجيولوجي. وبالرغم من هذه الأسئلة والاستفسارات، فقد شهدت دراسات الفوسفورايت تقدماً واضحاً في بعض المجالات حيث تم التوصل إلى الاستنتاجات الآتية:

1 ـ تحتوي جميع رواسب الفوسفورايت بحرية المنشأ على معدن واحد وهو كاربونات فلورأيانايت.

2 ـ يلاحظ في عدد من رواسب الفوسفورايت، وجود صحبة ثلاثية بين الصوان (chert) ـ الفوسفات ـ المواد العضوية.

3 ـ تتميز ظروف ترسيب الفوسفورايت بوجود المادة العضوية ومعدن البايرايت بشكل متكرر وبمعدلات ترسيب منخفضة.

4 ـ قابلية رواسب الفوسفورايت على التقاط وتركيز بعض العناصر الآثرية.

وفي أدناه أهم الأفكار المطروحة حالياً لتفسير ميكانيكية منشأ رواسب الفوسفورايت.

1 ـ الترسيب العضوي: تؤدي التغييرات الحادة في الظروف البيئية البحرية إلى الموت الجماعي للكائنات الحية وتراكمها السريع على قيعان البحار. تتعرض الكائنات الميتة إلى التفسخ ويتحرر نتيجة ذلك محتوياتها من الفوسفور الذي يتحول حزء منه إلى الأباتايت قبل أن تستهلكه الكائنات الأخرى. إن تراكم الفوسفورايت بهذه الطريقة يعد مقبولاً بالنسبة للأنواع التي يكثر بها الأحياء والعظام مثل الاسنان والقشور.

ويتعدى صفحات كتاب مختص، فكيف هو الحال في عدة صفحات من هذا الكتاب. وعليه سنتناول الموضوع بإيجاز شديد، ومنذ أن طرحت أو اقترحت فرضية (Kazakove, 1937) بخصوص نشأة الفوسفوريات البحرية وارتباطها بنتائج عدد من التجارب المختبرية والملاحظات الحقلية، ازدادت معدلات الأسئلة بحيث تجاوزت معدلات الأجوبة المتوفرة في هذا المجال. وهكذا تشكلت عقبات علمية في أمر إنجاز دراسة منشأة الفوسفورايت البحرية. مثل الدورة الجيوكيميائية لفوسفور البحار وكمية الفوسفات الذاتية في مياه البحار ومعدلات. إذابة كاربونات فلورأباتايت ودور التيارات الصاعدة إلى الأعلى وإعاقة المغنيسيوم لترسيب كاربونات فلورأباتايت وأهمية محتوى الأباتايت من العناصر الآثرية وظروف PH - Eh ودورية تكوين رواسب الفوسفوريات ضمن مديات ضيقة وواسعة من الزمن الجيولوجي. وبالرغم من هذه الأسئلة والاستفسارات، فقد شهدت دراسات الفوسفورايت تقدماً واضحاً في بعض المجالات حيث تم التوصل إلى الاستنتاجات الآتية:

1 ـ تحتوي جميع رواسب الفوسفورايت بحرية المنشأ على معدن واحد وهو كاربونات فلورأيانايت.

2 ـ يلاحظ في عدد من رواسب الفوسفورايت، وجود صحبة ثلاثية بين الصوان (chert) ـ الفوسفات ـ المواد العضوية.

3 ـ تتميز ظروف ترسيب الفوسفورايت بوجود المادة العضوية ومعدن البايرايت بشكل متكرر وبمعدلات ترسيب منخفضة.

4 ـ قابلية رواسب الفوسفورايت على التقاط وتركيز بعض العناصر الآثرية.

وفي أدناه أهم الأفكار المطروحة حالياً لتفسير ميكانيكية منشأ رواسب الفوسفورايت.

1 ـ الترسيب العضوي: تؤدي التغييرات الحادة في الظروف البيئية البحرية إلى الموت الجماعي للكائنات الحية وتراكمها السريع على قيعان البحار. تتعرض الكائنات الميتة إلى التفسخ ويتحرر نتيجة ذلك محتوياتها من الفوسفور الذي يتحول حزء منه إلى الأباتايت قبل أن تستهلكه الكائنات الأخرى. إن تراكم الفوسفورايت بهذه الطريقة يعد مقبولاً بالنسبة للأنواع التي يكثر بها الأحياء والعظام مثل الاسنان والقشور.

2 ـ الترسيب المباشر: إن التيارات المائية المتوجه إلى الأعلى تؤثر في نقل كميات كبيرة من الفوسفور الذائب والناتج عن تفسخ الأحياء المائية التي تتراكم بعد موتها في الأنطقة البحرية العميقة، وذلك إلى مناطق الرصيف الضحلة التي تمتاز بارتفاع درجات الحرارة وانخفاض الضغط مقارنة مع بيئة الأعماق، مما يؤدي إلى فقدان كميات كبيرة من (CO_2)، الأمر الذي يرفع من الدالة الحامضية لمياه الرصيف القاري وبتوفير ظروف كيميائية ملائمة، يترسب الأباتايت ترسيباً لا عضوياً.

3 ـ إحلال الفوسفات محل الكاربونات: تمثل هذه النظرية تمثيلاً مباشراً لنتائج التجارب المختبرية التي قام بها (Amjes, 1959) على المنظومة المكونة من $Na_3\,PO_4.\,CaCO_3.\,H_2O$ عند درجات واطئة من الحرارة. وتتلخص التجارب هذه، بإمرار محلول فوسفات الصوديوم خلال أسطوانة تحوي قطعاً من الكالسايت ثم فحص المعادن المتكونة خلال التجربة والتي تشير إلى تكوين بلورات من معدن الأباتايت في حين لم يقتفِ أثر وجود معدن الكالسايت. وكان لهذه النتائج صدى واسع بين العاملين في حقل دراسة الفوسفورايت، غير أن الاهتمام بنتائج هذه التجارب سرعان ما انخفض بسبب الشكوك التي تحيط عملية إحلال جذر الكاربونات المستوي الجزئي بأيونات الفوسفات (PO_4) بالتناسق الرباعي الأوجه.

في العراق، تنكشف الفوسفورايت عند الأطراف الشمالية والغربية لمنخفض الكعرة وبالقرب من الحدود الأردنية، ويتميز وجودها بشكل طبقات سميكة نسبياً وبوضع أفقي أو مائل قليلاً ويعتقد بأنها تأثرت تكتونياً بنهوض الرطبة. وتحوي هذه الفوسفورايت على سبعة آفاق. تم تمييز ثلاثة منها في العصر الطباشيري العلوي واثنين في كل من البالوسين والأيوسين. بشكل عام تتميز هذه الفوسفورايت بنسيجها الدملقي، أما المادة اللاحمة فتتكون غالباً من الكالسايت والأباتايت والجالسيدوني (chalcedony) ويعد، كما ذكرنا سابقاً، الكاربونات فلور أباتايت هو المعدن الفوسفاتي السائل فيها. وتتألف المعادن الثانوية في الرواسب هذه من الكوارتز والدولومايت والباليكورسكايت (باستثناء فوسفورايت منطقة الاثنة التي تتميز بقلة أو انعدام المعادن الطينية). أما صخارية فوسفورايت الطباشيري العلوي، فتتميز بنسيجها الدملقي والحبيبي وعادة تفتقر الحبيبات الفوسفاتية إلى تراكيب داخلية ولكنها غنية بالمواد العضوية والشوائب الأخرى، وتتشكل المادة اللاحمة فيها من مواد كلسية أو

فوسفاتية وسيليكية تعتمد على عمق بيئة الترسيب. أما فوسفورايت الباليوسين، فتتميز بفرزها الجيد ونسيجها السرئي وارتفاع جودتها. وتحوي على سرئيات فوسفاتية بحجم الرمل الناعم. وترتبط المكونات هذه بمادة لاحمة من الكالسايت والباليكورسكايت وكميات ثانوية من الدولومايت. في حين، تتميز فوسفورايت الأيوسين الأسفل بنسجيها الخشن واحتوائها على المواد البرازية. وتتألف المادة اللاحمة فيها من الكالسايت والجالسيدوني، بينما يلاحظ في فوسفورايت الأيوسين الأوسط، النسيج السرئي الناعم وتتكون المادة اللاحمة فيها من الكالسايت. تمثل الفوسفورايت الأخير آخر الدورات الفوسفاتية في قطر العراق وتنكشف بمساحات ضيقة جداً.

إن أكثر الاختصاصات تناولاً للفوسفورايت العراقية هي الجيوكيمياء والمعادن والصخور بشكل عام. مما أدى إلى تراكم حجم هائل من البيانات التفصيلية تتعلق بإجمالي التركيب الكيميائي لهذه الرواسب علاوة على تراكيب المكونات الأساسية فيها. يحتوى الجدول (13 ـ 6) على معدل محتوى العناصر الرئيسة والثانوية (% وزناً) والعناصر الثانوية (جـ م م) في صخور الفوسفات العراقية بمستويات طباقية مختلفة. تتوزعه العناصر الرئيسة والثانوية حسب قابليتها على الدخول في معادن الصخور الفوسفاتية وعلى النحو المبين في أدناه.

الجدول 13 ـ 6 معدل محتوى العناصر الرئيسة والثانوية (% وزناً) والعناصر الآثرية (جـ م م) في صخور دورات الفوسفورايت الترسيبية

الأوكسيد/ العنصر	1	2	3	4	5	6
P_2O_5	11.92	9.58	14.70	12.33	12.85	12.05
SiO_2	8.33	3.00	17.80	2.64	2.73	3.22
Al_2O_3	0.71	0.48	0.11	0.39	0.49	0.53
Fe_2O_3	0.42	0.24	0.63	0.31	0.31	0.33
CaO	39.92	51.03	44.28	52.54	50.93	50.60
MgO	2.49	1.28	0.10	0.73	0.88	0.89
Na_2O	0.65	0.86	0.42	0.70	0.45	0.52
K_2O	0.10	0.05	0.01	0.05	0.06	0.06
F	1.64	2.56	2.21	1.52	1.78	1.68
Cl	0.04	0.16	0.20	0.47	0.27	0.26
SO_3	1.21	1.30	0.69	1.17	1.18	1.10
CO_2	25.38	16.96	22.85	26.66	-	-
H_2O^-	1.58	1.60	0.36	1.52	-	-

الأوكسيد/ العنصر	1	2	3	4	5	6
Sr	873	1419	873	624	434	-
Cr	201	244	58	202	86	88
V	49	97	123	85	175	174
Ni	68	33	10	48	34	35
Cu	37	24	11	30	29	28
Zn	140	474	85	110	105	422
Y	37	58	16	136	155	-
Mn	31	25	-	37	31	-

ـ عناصر غير محللة

1 ـ معدل الدورات الترسيبية الثلاث للترسبات الفوسفاتية لعصر الكامبانيان الأعلى الماسترختيان لآبار منطقة شمال عكاشات (17 نموذجاً) ,.Al - Bassam et al 1983.

2 ـ معدل الترسبات الفوسفاتية لعصر البالوسين في منطقة عكاشات (12 نموذجاً) Al - Bassam, 1976.

3 ـ معدل الترسبات الفوسفاتية لعصر الأيوسين الأسفل منطقة الاثنة ,Al - Jalcel 1983.

4 ـ معدل الترسبات الفوسفاتية لعصر الأيوسين الأوسط (أطروحة ماجستير ـ جامعة الموصل) سعد إسماعيل 1986.

5 ـ معدل الترسبات الفوسفاتية لعصر الأيوسين الأوسط (13 نموذجاً) Al - Bassam and Al Hashimi, 1982 -.

6 ـ معدل الترسبات الفوسفاتية لعصر الأيوسين الأوسط (17 نموذجاً) - Al Bassam Al Allak, 1985.

أوكسيد العنصر / العنصر	الطور المعدني المتواجد فيه
P_2O_5	أباتايت
SiO_2	باليكورسكايت، جالسيدوتي، كوارتز
Al_2O_3	باليكورسكايت (كميات ضئيلة في الأباتايت)
Fe_2O_3	باليكورسكايت، أكاسيد الحديد الطليقة أو في داخل الحبيبات الفوسفاتية

أوكسيد العنصر / العنصر	الطور المعدني المتواجد فيه
CaO	كالسايت، أباتايت، دولومايت
MgO	باليكورسكايت، دولومايت
Na_2O	أباتايت (كميات ضئيلة في الباليكورسكايت)
K_2O	باليكورسكايت (كميات ضئيلة في الأباتايت)
F	أباتايت
Cl	أملاح
SO_3	أباتايت، جبس
CO_2	كالسايت، أباتايت، دولومايت
H_2O^+ H_2O^-	باليكورسكايت أباتايت، أكاسيد الحديد

المصدر إسماعيل 1986

تنقسم العناصر الآثرية في توزيعها، إلى مجموعتين: المجموعة الأولى تتركز أساساً في المكونات الفوسفاتية مثل (Sr, Y, U) أما المجموعة الثانية فتشتمل على العناصر (Zn, Ni, V, Ti, Mn) التي ترتبط في المكونات غير الفوسفاتية مثل الكالسايت ومعادن الطينية وأكاسيد الحديد والمواد العضوية. وجرت العادة على تفسير وجود العناصر الآثرية في المكونات الفوسفاتية وغير الفوسفاتية وذلك من خلال الإحلال الأيوني لهذه العناصر محل الأيونات الموجبة الداخلة في تركيب مكونات الصخور الفوسفاتية أو يجري تفسيرها عادة بامتزازها على أسطح المعادن الطينية مثلاً والمواد العضوية. بالرغم من الدور المؤثر لمعدن: الكاربونات فلورأباتايت في توزيع العناصر في الصخور الفوسفاتية (جدول 13 ـ 7)، غير أن تفسير وجود بعض العناصر الثانوية والآثرية في الكاربونات فلورأبانايت، غير كامل ولا يأخذ بنظر الاعتبار ميكانيكية تكوين رواسب الفوسفورايت البحرية وربما يفتقر إلى القاعدة العلمية الرصينة. كما أن مصادر إغناء هذه العناصر وميكانيكية ترسيبها غير معروفة وتمثل مواضيع جدل ونقاش بين الدراسات المختلفة ونأمل أن تضاف معلومات مفيدة في هذا المجال من قبل الدراسات اللاحقة.

جدول 13 ـ 7 معدل محتوى العناصر الرئيسة (بالمائة وزناً) والعناصر الآثرية (جـ م م) في الاباتايت المركزة من صخور الفوسفات العراقية

الأوكسيد/ العنصر	1	2	3	4	5
P_2O_5	33.73	36.00	32.50	32.40	32.80
SiO_2	1.09	2.00	0.78	0.74	0.39
Al_2O_3	0.23	0.26	0.28	0.13	0.19
MgO	1.02	0.11	0.26	0.38	0.28
Fe_2O_3	0.15	0.14	0.14	0.13	0.12
Na_2O	0.35	0.50	1.83	0.84	0.88
SO_2	1.27	0.57	2.71	1.34	1.30
K_2O	0.08	0.06	0.07	0.02	0.05
CaO	48.13	54.20	50.90	51.91	52.71
F	0.040	0.056	0.360	0.06	0.03
CO_2	3.93	3.37	5.69	5.67	6.50
H_2O	1.99	0.83	2.19	1.94	1.09
Cr	-	159	27	193	98
Ni	-	69	23	27	20
V	21	30	528	69	120
Cu	21	5	26	27	17
Sr	1675	375	-	1291	620
Mn	9	10	23	12	20
Y	55	19	19	397	279
Zn	223	102	55	74	71

ـ غير محللة

1 ـ كامبانيان ـ ماسترختيان Jamil et al., 1979

2 ـ باليوسين Mohammad, 1967

3 ـ أيوسين الأسفل Al - Jaleel, 1983

4 ـ أيوسين الأوسط 1986 سعد إسماعيل

5 ـ أيوسين الأوسط Al - Bassam and Al - Hashimi, 1982

13 ـ 10 الكبريت الرسوبي:

يعد أحد أهم المصادر الاقتصادية للكبريت ويقترن محلياً وعالمياً باسم كبريت حقل المشراق (Mishraq Sulfur Field) وذلك لسببين: الأول يتعلق بالاحتياطي الهائل للكبريت ضمن المنطقة التي تمتد بين مدينة الموصل شمالاً

ولغاية الفتحة جنوباً. أما السبب الثاني فيتعلق بطبيعة كبريت حقل المشراق التي تجعل منه مثالاً أكاديمياً واضحاً على تكوين الكبريت الرسوبي وذلك من خلال ملاحظة الأدلة الحقلية والمختبرية المتوفرة عن المنطقة. فما هي؟

1 ـ يوجد الكبريت بكميات اقتصادية في أكثر من (15) تركيب جيولوجي، غير أن الشائع منها هو تركيب المشراق الذي حمل اسمه حقل الكبريت فيما بعد.

2 ـ لا يقتصر وجود الكبريت الاقتصادي على التراكيب الجيولوجية القريبة من نهر دجلة فقط بل يوجد في التراكيب البعيدة عنه أيضاً.

3 ـ يتصاحب وجود الكبريت مع المواد الهيدروكاربونية ضمن نطاق التكسرات عند قمم الطية وكذلك مع صخور كاربونات الكالسيوم المعادة التبلور ثم تنخفض كمية الكبريت باتجاه أطراف الطية حيث تتغير الصخور إلى كبريتات الكالسيوم.

4 ـ توجد بقايا من بلورات الجبسوم المتآكلة في بعض نماذج الكبريت ـ الكلس المعاد التبلور ويصاحب الكبريت عادة بلورات الكالسايت.

5 ـ توجد ترسبات للكبريت بكميات قليلة في صخور الجبسوم والطين والمارل.

6 ـ يكثر القير وبقايا النفط في صخور تكوين الفتحة (المايوسين الأوسط) كما تكثر العيون الكبريتية التي تحتوي على نسبة عالية من (H_2S).

7 ـ تلازم ترسبات الكبريت الجزء الأسفل من تكوين الفتحة. وتوجد هذه الترسبات بأفقين سمك كل منهما حوالي (20m) ويفصل بينهما صخور المارل والطفل الطيني. ويوجد الكبريت بشكل تجمعات بلورية كبيرة الحجم وعلى شكل تكتلات من دقائق الكبريت خفي التبلور.

8 ـ لا توجد أدلة على وفرة صخور غير رسوبية أو أدلة على الفعاليات الحرمائية.

من الأدلة الحقلية والمختبرية في أعلاه يتضح الكثير من العوامل المتحكمة في تكوين كبريت حقل المشراق وينجلي الغموض عن مصدر الكبريت في المنطقة. وبسبب المعدلات العالية لإذابة أطوار كبريتات الكالسيوم. فإن صخور الجبسوم والأنهيدرايت تمثل مصدراً للكبريت في المنطقة وذلك من خلال إذابتها في المياه الجوفية.

وبوجود البكتريا اللاهوائية (فقرة 13 ـ 2 ـ 3) والمواد الهيدروكاربونية، فإن

أيون الكبريتات الذائب يختزل إلى غاز كبريتيد الهيدروجين وكما في التفاعل الآتي:

$$2H^{+} + SO_4^{2-} + CH_4 \xrightarrow[\text{لاهوائية}]{\text{بكتريا}} CO_2 + 2H_2O + H_2S \quad (13.32)$$

لا يعترض اثنان على حامضية المياه الجوفية في المنطقة، كما أن الشواهد الحقلية والمختبرية تؤيد وجود عدد من المركبات الهيدروكاربونية عند قمم الطيات خاصة، علاوة على نتائج دراسات الأحياء المجهرية التي تؤكد على وجود أجناس البكتريا ويسلفوفيبريو وديسلفوتومكولم في مياه العيون الكبريتيدية. إن كل هذه الأدلة تشير إلى إمكانية حدوث التفاعل (13.32). ويعقب هذه المرحلة أكسدة غاز كبريتيد الهيدروجين إلى الكبريت الحر وبمساعدة أجناس من البكتريا الهوائية وكما في التفاعل الآتي:

$$SO_4^{2-} + 3H_2S \rightarrow 4S + 2H_2O + OH^{-1} \quad (13.33)$$

ووجد بأن التفاعل (13.33) يمكن أن يستهلك ما يقارب 20 ملغم / لتر / يوم من غاز كبريتيد الهيدروجين، كما أن في نفس التفاعل، ترتفع الدالة الحامضية بزيادة تركيز (OH^{1-}) مما يوفر ظروفاً ملائمة لترسيب كاربونات الكالسيوم التي ترافق رواسب الكبريت الحر وعلى النحو الآتي:

$$Ca^{2+} + 2O^{1-}H + CO_2 \rightarrow CaCo_3 + H_2o \quad (13.34)$$

إن الأدلة الحقلية والمختبرية التي تمت مناقشتها سابقاً، تؤكد على أن كبريت حقل المشراق لم يتكون أو ينشأ بتحول الجبسوم أو الأنهيدرايت في الحالة الصلبة، بل تشير إلى العكس من هذا، وتؤكد على حدوث الترسيب في الوسط المائي. وبناءاً على ذلك، فإن الظروف الهيدرولوجية للمنطقة قد ساهمت بوصفها عاملاً أساسياً متحكماً في ترسيب كبريت حقل المشراق. وعلاوة على ذلك فقد تم تحديد ما يسمى بسطوح Eh (أكسدة اختزال) خلال أزمنة ترسيب الكبريت حيث فصلت المستويات العلوية منها بين الظروف المختزلة في الأسفل حيث تنمو وتتكاثر البكتريا اللاهوائية والظروف الأكثر أكسدة في الأعلى منها حيث تكون غير ملائمة لنمو البكتريا اللاهوائية وتكاثرها.

تشرح التفاعلات (13.32 ـ 13.34) الملاحظات الحقلية والمختبرية المذكورة سابقاً عن كبريت حقل المشراق. إن عملية الاختزال التي يتحول بها جذر

الكبريتات (S^{4+}) إلى كبريتيد الهيدروجين (S^{2-}) هي عملية منتجة للحرارة حيث تعيش عليها البكتريا اللاهوائية لإدامة حياتها وتكاثرها من ناحية وتفسر ارتفاع حرارة مياه بعض العيون من ناحية أخرى. وخير دليل على توليد غاز (H_2S) هو ملاحظة انبعاثه من العيون الكبريتيدية ويؤدي وجود المواد الهيدروكاربونية، تدفق المركبات الثقيلة (القير) مياه العيون الكبريتيدية. ويعتقد الخبراء المختصون بأن لولا وجود كبريت حقل المشراق لوجد مكمن نفطي هائل تحت صخور الفتحة.

13 ـ 11 رواسب أطيان الكاوولين:

تعد أطيان الكاوولين مهمة في صناعات واستخدامات مختلفة والتي تزيد بمجموعها عن (50) استخداماً أساسياً. ومن أهم مصادر الكاوولين التجارية في العالم يقع في مقاطعة (Cornwall) من إنكلترة وفي مقاطعتي (Caroline) و(Georgia) من الولايات المتحدة الأمريكية. وتوجد مصادر أخرى في حوض (Amazon) من البرازيل وفي حوض (brittany & aquitaine) من فرنسا وكذلك في كل من بافاريا وبوهيميا في المانيا وفي إسبانيا وفي أجزاء من شرق أوربا وبشكل خاص روسيا. وتوجد أطيان الكاوولين أيضاً في جنوب شرق آسيا وبضمنها أستراليا.

أما في قطر العراق، فتوجد أطيان الكاوولين في منطقة الصحراء الغربية ضمن تكاوين الكعرة (بيرموكاربوني) والحسنيات (الجوراسي الأسفل ـ الأوسط) والعامج (الجوراسي الأوسط) فضلاً عن أطيان الفلنت العائدة لتكوين حسينيات أيضاً. هناك اعتقاد متداول بين الأخصائيين بأن أطيان الكاوولين هذه قد تم اشتقاقها من معقدات صخرية في الدرع العربي النوبي. وتتكون هذه المعقدات من صخور متحولة واطئة إلى متوسطة التحول (صخور النايس والفيلايت) وصخور نارية حامضية (صخور جرانيتية غنية بالفلدسبارات) وربما صخور نارية متوسطة وقاعدية علاوة على أنواع عديدة من صخور رسوبية قديمة (صخور الطفل). ووضعت هذه المعقدات الصخارية في تضاريس أرضية عالية وتحت ظروف جوية حارة رطبة. إن وفرة المياه ساعدت على التجويه الكيميائية (تحلل مائي وأكسدة وتأين) لصخور المصدر فضلاً عن تأثير الغطاء النباتي الكثيف في ارتفاع معدلات تفاعل التحلل المائي نتيجة تكوين الحوامض العضوية والمضافة إلى حامض الكاربونيك الناتج عن إذابة غاز ثاني أوكسيد الكاربون في المياه.

بشكل عام تؤدي ظروف التجويه الكيميائية لصخور المصدر إلى تحرير العناصر القلوية والقلوية الأرضية (K, Na, Mg, Ca) وتكوين أطوار متبلورة وغير

متبلورة للألمنيوم والحديديك بشكل رئيس علاوة على تكوين المواد العضوية وبقاء المعادن المقاومة لعمليات التجويه الكيميائية.

تنتقل نواتج التجويه إلى أحواض الترسيب بوساطة حمولة الطبقات وحمولة المياه العالقة وحمولة المحاليل الغروية. ويمكن أن تنشأ الأخيرة بسبب وفرة المياه في منطقة المصدر التي تعمل على التخفيف وانخفاض محتوى الألكتروليت في المياه. ويمكن أن تتكون المحاليل الغروية وذلك بوجود الغرويات الحافظة (مواد عضوية ولا عضوية) التي تعمل على تغليف دقائق حبيبات الأطوار المنقولة مما يجعلها مستقرة في المياه علاوة على امتلاك الدقائق الغروية لبعض الأطوار المنقولة لخواص هيدروفيلية يجعلها مستقرة في المياه أيضاً. مثال: الأطوار غير المتبلورة لأكاسيد الحديد المائية وسليكات الألمنيوم (الكاوولينايت)، وربما نجد في مقارنة قيمة نقطة شحنة الصفر (ZPC) لأطوار كل من الكاوولينايت (7.3) وهيدروكسيد الحديد (7.0 ـ 7.5) توضيحاً آخر للعلاقة الوطيدة بينهما خلال عمليات النقل والترسيب.

امتازت فترة ترسيب البيرومو كاربوني لصخور تكوين كعرة، بمناخ حار رطب ونمو غطاء نباتي كثيف. غير أن المراحل المبكرة لترسيب تكوين كعرة، امتازت بحوض رسوبي شديد الميل ساد فيه نظام الأنهار المتشعبة مما أدى إلى ترسيب نسبة أعلى من الصخور الرملية مقارنة بالصخور الطينية. وعند ترسيب الجزء العلوي أصبح الحوض الترسيبي منبسطاً وساد فيه نظام الأنهار المتعرجة عالي الالتواءات مما أدى إلى ترسيب صخور طينية (كاوولين) بنسبة أكبر. وبعد وصول الحمولة المنقولة من منطقة المصدر إلى حوض الترسيب يتم فرزها بوساطة التيارات النهرية حيث ترسبت الرمال في مراكز القنوات بينما شغلت الحجوم الطينية والغرينية مناطق ضفاف الأنهار والقنوات المهجورة وساعدت النباتات على حجز الحجوم الخشنة تاركة الحجوم الناعمة بالمرور.

عند دخول حمولة المنظومة الغروية مياه القناة أو المستنقع تبدأ عملية التلبيد نتيجة انخفاض الدالة الحامضية وارتفاع حرارة المياه وتبخيرها وزيادة محتوى الألكتروليت فيها. ويؤدي هذا إلى تكوين الهلام الكاوولينيتي ومن ثم تبلوره وتصلبه إلى بلورات كاوولينايت مرتبطة جزئياً بشكل عشوائي مما يشبه نسيج التعشيق. وهذا يفسر عدم انتشار أطيان كعرة وامتلاكها بلاستيكية واطئة نسبياً ومعدلات تفكك بطيئة. غير أن هذه الصفات يمكن أن تتغير في المقطع الواحد بتأثير عمليات تكوين التربة التي تؤدي إلى تفتيت وتجزئة وإزالة آثار نسيج التعشيق

بين بلورات الكاوولينايت وبالتالي زيادة البلاستيكية ومعدلات تفكك هذه الأطيان.

أما خلال ترسيب صخور تكوين حسينيات (فترة اللياسي)، أثرت الظروف المناخية الحارة والرطبة (استوائية) على سطوح تكوين عبيد مما أدى تكوين الخسفات ووديان التصريف. وتحكمت هذه السطوح في ترسيب مكونات الوحدة الفتاتية لتكوين حسينيات. إن انتقال الحمولة الغروية من منطقة المصدر ودخولها بيئة الأهوار والمستنقعات الآنفة الذكر، ربما لا تمثل تغييراً كافياً في الدالة الحامضية ومحتوى الألكتروليت وبهدف تكوين الهلام الكاوولينيتي، غير أن تكوين الخسفات الواسعة في فترة زمنية محددة، نتيجة إذابة الصخور الكاربوناتية لسطوح صخور تكوين عبيد ربما يشير إلى انخفاض الدالة الحامضية لمياه الأمطار والمياه السطحية أيضاً فضلاً عن تأثير نمو الغطاء النباتي، ويؤدي كل هذا إلى فقدان الحمولة الغروية بانخفاض الدالة الحامضية. ويمكن أن يحدث تكوين الهلام الكاوولينيتي نتيجة إرتفاع حرارة مياه الخسفات وتبخيرها وبالتالي زيادة محتوى الألكتروليت للمياه المحصورة. تتبلور معادن الكاوولينايت من الهلام الكاوولينيتي وبشكل حبيبات صغيرة الحجم ترتبط جزئياً لتشكل ما يشبه نسيج التعشيق وهذا يفسر امتلاك أطيان كاوولين حسينيات معدلات تفكك بطيئة.

يعتقد بأن الصخور الفتاتية لتكوين عامج قد ترسبت في بيئات ساحلية حيث تداخل البيئات النهرية معها وتحت ظروف مناخية حارة ورطبة. وانتقلت الحمولة النهرية بدورة رسوبية واحدة من منطقة المصدر إلى أحواض الترسيب بوساطة نظام نهري كبير. وامتاز جزؤه الأخير بدرجات منخفضة من الالتواءات. وبسبب تأثير التسطيح (peniplanation) الناتجة عن تعرية كميات هائلة من نواتج التوجيه التي كونت الصخور الفتاتية لتكوين كعرة وحسينيات. وبسبب معدلات التعرية الشديدة وضعت منطقة المصدر في طبوغرافية واطئة نسبياً وانخفضت معدلات التعرية فيها مما أدى إلى تبلور نواتج التجويه مثل معدن الكاوولينايت في منطقة المصدر. إن انتقال الحمولة الغروية من منطقة المصدر إلى أحواض الترسيب لم يؤثر كثيراً على بلورات الكاوولين باستثناء زيادة طفيفة في عدم الانتظام البلوري وارتفاع محتوى الألكترولايت والحرارة وربما انخفاض الدالة الحامضية يؤدي إلى تلبيد وترسيب الحمولة الغروية بشكل كاوولين تكوين عامج. وتفسر هذه الظروف تكوين الكاوولينايت لأطيان عامج بدرجات تشويه قليلة وامتلاكها صفة الانتشار العالية ومعدلات تفكك سريعة.

مثلت أطيان الكاوولين الاقتصادية العراقية، العمود الفقري في دراسة الملاح

(1999). ويمكن الرجوع إلى أطروحة الدكتوراه للباحث المذكورة وذلك للإجابة على ما يتعلق بأطيان الكاوولين. ويعرض الجدول (13 ـ 8) و(13 ـ 9) بعض الخواص الفيزيائية والتركيب الكيميائي على التوالي لهذه الأطيان علاوة على إيجاز لوصف تركيبها المعدني وكما يأتي:

جدول (13 ـ 8) قابلية التبادل الكتايوني (CEC)
واللدونة (plasticity) ومعدلات التفكك
لأطيان الكاوولين الاقتصادية العراقية

التفتت (Slacking)	اللدونة (Ip)	قابلية التبادل الكتايوني (CEC) ملي مكافئ/ 100غم	اللون	الموقع	النموذج
سريع	19.72	15.7	بيضاء	دويخلة	KD
بطيء	21.62	11.8			KD1/1
سريع	19.74	8.42			KD ف A
سريع	28.27	14.3			KD ف B
بطيء	17.57	10.12			KD ف C
سريع	24.47	15.7			KD 1/3
سريع	32.2	10.96	ملونة		KD 2/1
بطيء	25.95	9.27			KD 2/3 A
سريع	39.74	11.8			KD 2/4
بطيء	27.91	12.6	ملونة	حسينيات	KH 37/9
بطيء	27.59	32.03			KH 2/1
بطيء	40.04	37.9			KH 2/3
بطيء	23.8	7.58			KHX
بطيء	25.19	43.84			KH 2/2
لا يمتلك خاصية تفتيت	لا يمتلك لدونة	3.4	بيضاء	طين الفلنت شمال حسينيات غرب كيلو160	KFC
		5.9			KFC 1/A
		5.9			KFC 2/A
		5.9			KFC 1/3
		5.9			KFC 2/3
		5.9			KFC 3

التفتت (Slacking)	اللدونة (Ip)	قابلية التبادل الكتايوني (CEC) ملي مكافئ/ 100غم	اللون	الموقع	النموذج
سريع	25.0	11.8	ملونة	عامج	KAA 10/12
سريع	24.22	11.8			KAA 2/46
سريع	24.20	11.8			KAA 4/42
سريع	25.36	11.8			KAB 22/16 M
سريع	26.11	12.6			KAB 22/A 6L
سريع	27.91	11.8			KABT

جدول 13 ـ 9: نتائج التحليل الكيميائي لأطيان الكاوولين الاقتصادية في قطر العراق

النموذج Sample	الموقع	اللون	الأكاسيد										
			SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	Na 2O	K2 O	Ca O	Mg O	P_2O_5	I. O. L	Total
KD1	دويخلة	بيضاء	43.8	36.98	0.82	2.0	0.3	0.58	0.28	0.36	0.19	12.98	99.5
KD 1/1			73.99	36.83	0.80	1.0	0.30	0.16	0.42	0.44	0.24	13.88	98.3
J 7/1*	أطراف منخفض كعرة	ملون	45.66	31.97	2.63	1.02	0.32	0.25	0.21	0.14	0.02	14.30	100.59
J 7/2*			52.20	29.7	2.41	1.10	0.30	0.33	0.19	0.08	0.02	12.79	49.13
J 7/3			53.07	36.05	2.31	1.14	0.26	0.31	0.13	0.09	0.02	11.49	98.88
KH 37/9	حسينيات	ملونة	42.2	36.15	4.3	1.57	0.13	0.01	0.28	0.49	0.21	13.37	98.72
BH 37/9/1**			50/98	24.0	8.8	1.60	-	-	0.95	1.84	-	8.44	96.61
BH 62/25**			45.86	32.64	3.80	1.60	-	-	0.56	0.34	-	12.96	97.76
BH 31/13**			41.50	34.09	7.00	1.22	-	-	0.87	0.40	-	13.57	98.65
BH 51/27**			44.70	31.38	7.60	1.53	-	-	0.42	0.42	-	12.15	98.26
KFC	شمال الحسينيات غرب كيلو 160	بيضاء	45.0	37.81	1.24	1.25	0.19	0.02	0.42	0.10	0.10	13.41	99.92
KFC 1/A***			43.96	37.07	0.64	1.87	0.06	0.04	0.17	0.12	0.07	13.68	97.68
KAA 10/26	عامج	ملونة	47.94	31.78	4.84	1.3	0.19	0.62	0.88	0.57	0.22	11.76	99.5
KAA 2/46			49.10	30.21	4.62	1.32	-	-	0.26	0.44	-	11.20	97.15
KAA 2/42			50.30	28.0	1.90	1.35	-	-	0.27	0.38	-	11.20	93.4
KAB 22/16			49.72	29.0	5.62	1.57	-	-	0.19	0.53	-	10.77	97.4
KAB			47.20	30.2	5.86	1.52	-	-	0.21	0.25	-	11.37	96.91

المصدر الملاح، 1999

1 ـ أطيان كاوولين كعرة: أظهرت الدراسة المعدنية والتحاليل الكيميائية بأن المعدن السائد في هذه الأطيان هو الكاوولينايت الذي تصل نسبته ما بين (84% ـ 86%) مع كميات قليلة من الإلايت (1.5% ـ 5%) والكوارتز بنسبة (2% ـ 10%) وأكاسيد وهيدروكسيدات الحديد المسؤولة عن تلوين هذه الأطيان، علاوة على معادن التيتانيوم (الأناتيس) والمواد العضوية (0.4%) وبشكل بقايا نباتات. امتاز كاوولينايت هذه الأطيان بدرجات تبلور منخفضة وتتراوح بين (HI = 0.5 ـ 0.35) ويمكن أن تصل إلى (0.6 ـ 0.7) في نماذج أخرى.

2 ـ أطيان كاوولين حسينيات: أشارت نتائج فحوصات حيود الأشعة السينية (XRD) والتحاليل الكيميائية بأن المعدن السائد في هذه الأطيان هو الكاوولينايت الذي تصل نسبته إلى (85%) مع قليل من الإلايت وبنسبة (1%) علاوة على المونتموريلونات (9%) بشكل معادن مختلطة (ممتزجة) وشوائب من الكوارتز بنسبة (5%) ومعادن أكاسيد الحديد (الجوثايت والهيماتايت) ومعادن أكسيد التيتانيوم (أناتيس).

3 ـ أطيان كاوولين عامج: مقارنة مع أطيان كعرة وحسينيات، يزداد محتوى الكاوولينايت في أطيان عامج وتصل نسبته ما بين (86% ـ 93%) وفي بعض النماذج يكاد يكون المعدن المطلق في الأطيان. وعلاوة على الكاوولينايت تحتوي هذه الأطيان على كميات قليلة من الإلايت (5%) وكميات من المونتموريلونايت تصل إلى (10%) وبشكل معادن ممتزجة، والكوارتز بكميات تتراوح بين (5% ـ 7%) ومعادن أكاسيد الحديد والتيتانيوم (جوثايت وهيماتايت مثلاً).

4 ـ أطيان الفلنت: تقع ترسبات أطيان الفلنت في الصحراء الغربية غرب قصبة كيلو (160) قرب تقاطع وادي الحسينيات بوادي حوران وبمسافة تصل (0.5) كيلو متر باتجاه جنوب غرب. وتعد هذه الترسبات صخوراً رسوبية كاؤولينية دقيقة التبلور صلبة وغير لدنة وبمكسر محاري وتتشظى بزوايا حادة عند كسرها ولا تتفكك عند غمرها بالماء. ويسود الاعتقاد بين الجيولوجيين بأن هذه الأطيان قد ترسبت من محاليل غروية في بيئة البرك والمستنقعات. ويبدو بأن أهم استخدام صناعي لهذه الترسبات هو في مجال صناعة المقاومات الحرارية (Refractories) والورق علاوة على إنتاج مواد الزيولايت (zeolite). وتمتاز هذه الأطيان بارتفاع مكوناتها من الألومينا الذي يقترب من القيمة النظرية الحسابية التي تستند على الصيغة الكيميائية للمعدن.

13 ـ 12 خامات الحديد الرسوبي منخفضة الجودة:

يوجد في العراق ترسبات صغيرة ـ متوسطة الحجم من خامات الحديد الرسوبية الأصل. وتعود هذه الترسبات إلى عصري البيروكاربوني والجوراسي الأسفل والمنكشفة في منطقتي الكعرة والحسينيات على التوالي / الصحراء الغربية. وبشكل عام، تحتوي هذه الخامات على شوائب عالية من الكاوولينايت والمرو (كوارتز) مما يجعل من موضوع تنقيتها وزيادة تركيز محتوى الحديد فيها يخفض من الجدوى الاقتصادية لاستخدامها في الصناعات التعدينية. وفي أدناه موجز للطبيعة الجيولوجية لترسبات كعرة والحسينيات.

ترسبات حديد كعرة: تنحصر هذه الترسبات في الطرف الجنوبي لمنخفض كعرة وعلى بعد حوالي (65) كيلومتر شمال مدينة الرطبة. وتوجد الترسبات بشكل عدسات صغيرة وطبقات غير مستمرة ضمن الجزء العلوي من تكوين كعرة والمنكشفة في عدة مناطق أطلق عليها القطاع الغربي والشرقي والجنوبي. وتختلف محتويات الخامات في الحديد والشوائب حسب هذه القطاعات. ففي القطاع الشرقي تحتوي الخامات على الحديد بنسبة (46.2%) والسليكا و11.42% والألومينا (2.65%)، بينما تحتوي خامات القطاع الغربي على الحديد بنسبة (37.01%) والسليكا (40.6%) في حين تبلغ نسبة الحديد (41.17) والسليكا (27.2%) في خامات القطاع الجنوبي. وكما يتضح من نتائج التحليل الكيميائي بأن هذه الخامات تكون غنية بالسليكا (12% ـ 40%) وتتراوح نسبة الحديد في أغلب الخامات بين (20% ـ 40%). أما الخامات التي تحتوي على نسبة عالية من الحديد (50%) فلا تشكل إلا نسبة قليلة (11%) من الكتلة الإجمالية للخام.

ترسبات حديد حسينيات: توجد هذه الترسبات على طول جرف وادي حسينيات الذي يقع على بعد حوالي (45) كيلومتراً جنوب شرق الكعرة. وتتشكل هذه الترسبات بشكل عدسات تقع طباقياً ضمن الوحدة الفتاتية من تكوين حسينيات. تحتوي الخامات على نسبة من الحديد تتراوح (14.63% ـ 43.74%) والسليكا (6.42% ـ 25.41%) والألومينا (5.02% ـ 21.24%) وخامس أوكسيد الفوسفور (0.01% ـ 0.23%) وأوكسيد التيتانيوم (0.74% ـ 3.22%). وتحتوي أيضاً على العناصر الآثرية بتراكيز متباينة (جـ م م) مثل المنغنيز (60 ـ 181) والرصاص (125 ـ 303) والخارصين (9 ـ 116) والنحاس (7 ـ 24) والكروم (71 ـ 191) والكوبالت (1 ـ 28).

يعتقد بأن خامات حديد الكعرة وحسينيات قد تكونت نتيجة ترسيب أوكسيد الحديد المائي على شكل معدن الجوثايت والذي يتحول إلى معدن الهيماثايت بمرور الزمن. وتم تمييز أربعة أنواع من خامات الحديد بالاعتماد على المظاهر المعدنية والنسيجية علاوة على بعض التراكيب الرسوبية. وهذه الأنواع هي: خامات الحديد الرملية + الطينية والسرئية + الحمصية والعقدية. ويعد الكاوولينايت المعدن الطيني الوحيد الذي تم تمييزه في خامات حديد كعرة وحسينيات.

إن مصدر خامات حديد كعرة وحسينيات هو صخور الدرع العربي ـ النوبي المتكون من صخور معقدات البلوتونية التحولية ومن منطقة الكعرة نفسها على التوالي. وساعدت منظومات الأنهار على نقل الحديد بشكل غروي أو بشكل امتزاز على المعادن الطينية وبشكل مواد فتاتية. وترسبت هذه المكونات في بيئات قارية (الأنهار والبحيرات) تحت ظروف رطبة مؤكسدة ومنها ما ترسب تحت ظروف عالية من الطاقة (خامات الحديد السرئية والحمصية) أو تحت ظروف منخفضة من الطاقة (خامات الحديد الرملية).

13 ـ 13 رواسب البوكسايت:

تنكشف رواسب البوكسايت الخسفي في الصحراء الغربية وبالتحديد شمال الحسينيات في منطقة الكيلو (160) على طريقة الرمادي ـ الرطبة. وتوجد هذه الرواسب بأشكال كتلية تملأ خسفات غير منتظمة ضمن تكوين العبيد وتكونت في بداية ترسيب تكوين الحسينيات في العصر الجوراسي (العطية وسعد الله 1998).

إن مصدر اشتقاق مصطلح «بوكسايت» هو من اسم منطقة «باوكس» (Baux) في فرنسا تتوفر فيها رواسب البوكسايت. تحتوي هذه الرواسب على مكونات أساسية من معادن الجبسايت والبوهمايت والدايسبور علاوة على كميات مختلفة من الشوائب بشكل معادن الهالوسايت والكاوولينايت والنترونايت وأطوار أكاسيد الحديد والتيتانيوم. أما بالنسبة للتركيب الكيميائي لرواسب البوكسايت المثالية، فتحتوي على مديات من تراكيز أكاسيد العناصر وكما يأتي (% وزناً):

$$20 - 10 = H_2O, \quad 3 - 1 = TiO_2, \quad 20 - 2 = Fe_2O_3, \quad 10 - 2 = SiO_2,$$

$$65 - 55 = Al_2O_3$$

ويفضل في صناعة الألمنيوم احتواء البوكسايت على ما لا يقل عن 50% وزناً

ألومينا وأن تقل مكوناته من TiO_2, Fe_2O_3, SiO_2 عن 6% وزناً و10% وزناً و4% وزناً على التوالي.

تتوفر رواسب البوكسايت بثلاثة أنواع وهي: 1 ـ البوكسايت السرئي أو الحمصي و2 ـ البوكسايت الإسفنجي و3 ـ البوكسايت الطيني. والنوع الأخير هو الذي ينتمي إليه البوكسايت العراقي. كما توجد رواسب البوكسايت بثلاثة أشكال أيضاً وهي: 1 ـ الرواسب الغطائية و2 ـ الرواسب ما بين الطبقات و3 ـ الرواسب الكتلية غير المنتظمة. وتأخذ رواسب البوكسايت العراقية الشكل الأخير.

تنشأ رواسب البوكسايت بشكل عام، من تجويه صخور سليكات الألمنيوم (صخور نارية أو متحولة أو رسوبية) المفتقرة كثيراً بالكوارتز الحر (والحديد) وتحت ظروف جوية رطبة استوائية وشبه استوائية مما تؤدي إلى خلب السليكا كلياً وجزئياً الحديد علاوة على إضافة الماء. وبهذا يزداد تركيز الألمنيوم مع التيتانيوم والحديديك وربما المنغنيز في الرواسب المتبقية التي تمثل رواسب البوكسايت. إن المراجع العلمية مليئة بالكثير من المناقشات وعدم الاتفاق على العديد من العوامل التفصيلية والمحلية المؤثرة على تكوين البوكسايت. إن الانتقال من صخور المصدر إلى رواسب البوكسايت يمثل تغييراً كيمائياً يتطلب وفرة عدد من العوامل الكيمائية التي تساعد على إحداث هذا التغيير. والعوامل المقترحة في هذا المجال متباينة ومختلفة وتشمل ثاني أوكسيد الكاربون والحوامض العضوية والميثان والبكتريا والمحاليل الحرمائية والمواد العضوية (الخث والليكنايت). ويتطلب تكوين البوكسايت أيضاً ترسيبه على سطوح أفقية تقريباً وعلى مواد تحت سطحية لها القابلية على ترشيح الماء بالإضافة إلى وفرة عوامل تساعد على الاحتفاظ برواسب البوكسايت من تأثير عمليات التجويه اللاحقة، كما يتطلب تكوينه فترات طويلة نسبياً من الزمن الجيولوجي.

تشير البيانات التحليلية المعدنية إلى احتواء رواسب البوكسايت العراقية على حوالي (37%) كاوولينايت و(26%) بوهميات و(20%) جبسايت، بينما بلغت الشوائب (كالسايت وكوارتز وأطوار أكاسيد النيتانيوم) حوالي (20%) إن احتواء الرواسب على نسبة عالية من الكاوولينايت يعكس عدم نضوح عمليات تكوين البوكسايت بسبب انخفاض كفاءة الغسل وبالتالي فإن هذه الرواسب لا تمثل خامات البوكسايت المتعارف عليها بل هي أقرب إلى البوكسايت الكاووليني. ويتضح من نتائج التحليل الكيميائي لرواسب البوكسايت العراقية (جدول 12 ـ 10) بأنها تحتوي

على نسبة من الألومينا تقل عن (50%)، بينما تشير نسبة الفضالة غير الذائبة (24%) إلى إحتواء هذه الرواسب على حوالي (50%) كاوولينايت + كوارتز.

جدول 13 ـ 10 نتائج التحليل الكيميائي (% وزناً) لنموذج من رواسب البوكسايت

الأكاسيد	% وزناً
Al_2O_3	45.00
Fe_2O_3	5.00
CaO	1.30
MgO	3.80
Na_2O	4.85
H_2O الرطوبة	1.40
(SiO_2) I.R.	24.00
L. O.I	16.60

المصدر الدباغ والصائغ، 1996

13 ـ 14 رواسب البنتونايت:

يعد البنتونايت نوعاً من أنواع الأطيان التي تمتاز باحتوائها على نسبة كبيرة من معدن المونتموريلونايت الذي يمتلك القابلية العالية على التبادل الكتايوني وهناك عدة أنواع من البنتونايت أهمها صناعياً هو الصوديوم ـ بنتونايت القابل على الانتفاخ والذي يستعمل في مجالات مهمة مثل الحفر الآلي وتصفية الكبريت وقصر الزيوت... وغيرها. تم اكتشاف هذا النوع من البنتونايت أولاً في بداية السبعينات ضمن تكوين المقدادية (بلايوسين) المنكشف في منطقة ديالى / شرق العراق. ويعتقد بأن الصوديوم بنتونايت قد تكون بفعل العمليات التحويرية التي طرأت على الرماد البركاني الساقط أثناء ترسيب صخور تكوين المقدادية. وترسبت معظم هذه الأطيان في الجوانب المواجهة للشمال الشرقي من الطيات المحدبة في المنطقة المتموجة وعلى وجه الخصوص في سلاسل جبال حمرين. وهناك عدة مواقع في المنطقة، تحتوي على البنتونايت بشكل طبقة عدسية متناوبة مع الرمال والرماد البركاني والأطيان الأخرى، إلا أن هذه المواقع مهددة بالانغمار بمياه بحيرة سد حمرين. وأدت التحريات الجيولوجية اللاحقة إلى اكتشاف رواسب من الكالسيوم بنتونايت وهو من النوع غير المنتفخ وغالباً ما يحتاج إلى عمليات تنشيط حامضية أو قاعدية بهدف تهيئته

للاستخدامات الصناعية. وتقتصر مواقع الكالسيوم ـ بنتونايت على منطقة الصفرة (طباشيري أعلى) ومنطقة طريفاوي (دانيان).

13 ـ 15 رواسب الباليغورسكايت:

توجد الأطيان الاقتصادية من الباليغورسكايت في عدة مناطق من قطر العراق. ويوجد في الصحراء الغربية ضمن ترسبات أطيان عضو طريفاوي العائد لتكوين عكاشات (أم أرضة / باليوسين) وكذلك ضمن ترسبات أطيان عضو الصفرة العائد لتكوين الجيد (طيارات / طباشيري أعلى) وبشكل مترافق مع معدن السكتايت. ويعتقد أن هذه الترسبات قد تكونت في بيئة بحرية ضحلة ـ لاغونية (طريفاوي) وبيئة بحرية هادئة (الصفرة). كما توجد ترسبات صغيرة باحتياطي منخفض متمثلة بأطيان الباليغورسكايت على شكل عروق في الصخور الرملية لتكوين إنجانه (مايوسين أعلى). ويوجد أيضاً الباليغورسكايت ضمن مكونات صخور الجركس الحمراء (أيوسين) المنكشفة في شمال وشمال شرق العراق، بينما أدت التحريات الجيولوجية إلى اكتشاف طبقات من الباليغورسكايت ضمن طبقات النفايل المنكشفة في الغرب من مدينة الرطبة بحوالي (100) كيلومتر والتي تكافئ صخور تكوين الفتحة (مايوسين أوسط).

الفصل الرابع عشر
Chapter Fourteen

الدورة الجيوكيميائية للعناصر
Geochemical Cycle of Element

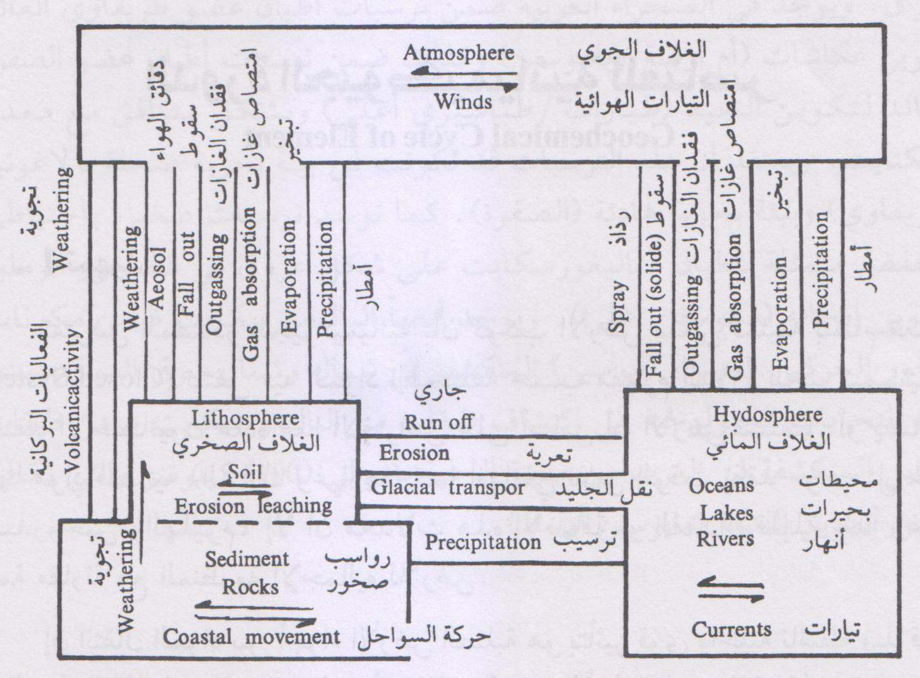
14 ـ 1 تمهيد :

تفترض المصادر الجيوكيميائية بأن كوكب الأرض يمكن تمثيله بنظام مغلق (Closed System) تنتقل فيه المواد المختلفة حسب مفهوم الدورة الجيوكيميائية. وينتقد الاخصائيون عادة هذا الافتراض على أساس أن الأرض تستقبل أو يضاف إليها مواد فضائية (النيازك وغبارها) كما أنها في نفس الوقت تفقد مواد مثل غاز الهيدروجين والهليوم، إلا أن معدلات هذه الإضافة أو الفقدان قليلة جداً وغير مهمة مقارنة مع المنظومة الإجمالية للأرض.

إن انتقال المواد بين أجزاء الأرض الصلبة هو بتأثير قوى داخلية ناشطة منذ قبل حوالي (4000) مليون سنة، والتي أدت إلى تكوين الأنطقة المختلفة للأرض الصلبة وبمكوناتها من المواد المختلفة وحسب الدراسات غير المباشرة وبياناتها التي اعتمدنا عليها في مناقشات الجزء الثاني من الكتاب الحالي. وهكذا تركز الأطور الثقلية للعناصر في نطاق لب الأرض بينما اغتنت القشرة الأرضية بالعناصر الخفيفة (الأطور الخفيفة للعناصر). وهكذا أيضاً تحققت القناعة بوجود نطاق اللب الحديدي ممزوجاً بالكبريت (لب خارجي) والنيكل (لب داخلي) والرداء الأسفل بتركيب أطور ثنائية الأكاسيد ونطاق تحول الأطوار المعدنية إلى بناء كثيف فضلاً عن نطاق الرداء العلوي بتركيب صخور لهرزولايت وهارزبرجايت والقشرة القارية السفلى بتركيب الأمفيبولايت والكرانيولايت والقشرة القارية العليا التي تحتوي على صخور تتراوح بين صخور رسوبية ومتحولة ونارية بينما تمتلك في المعدل تركيب الصخور النارية الحامضية.

إن تقسيم الأرض إلى نطاق القشرة والرداء واللب يؤدي إلى إمكانية دراسة كل نطاق من هذه الأنطقة بشكل منظومة خاصة به. غير أن هذا الأمر ليس صحيحاً

تماماً. فمثلاً بالنسبة لنطاق القشرة الأرضية وحسب نظرية الصفيح فإن مواد تضاف أو تفقد من القشرة وإلى نطاق الرداء العلوي والتي تتصاحب عادة مع عمليات تكوين الجبال، غير أن انتقال المواد بين القشرة الأرضية من ناحية وبين الغلاف الجوي والمائي والحياتي من ناحية أخرى، تستقطب اهتمام أخصائي الجيوكيمياء وخصوصاً عندما يكون الموضوع يتعلق بالبيئة وأنطقتها الرئيسة.



شكل 14 ـ 1 نمط انتقال المواد في وبين الأنطقة السطحية الرئيسة للأرض

المصدر Fergusson, 1982

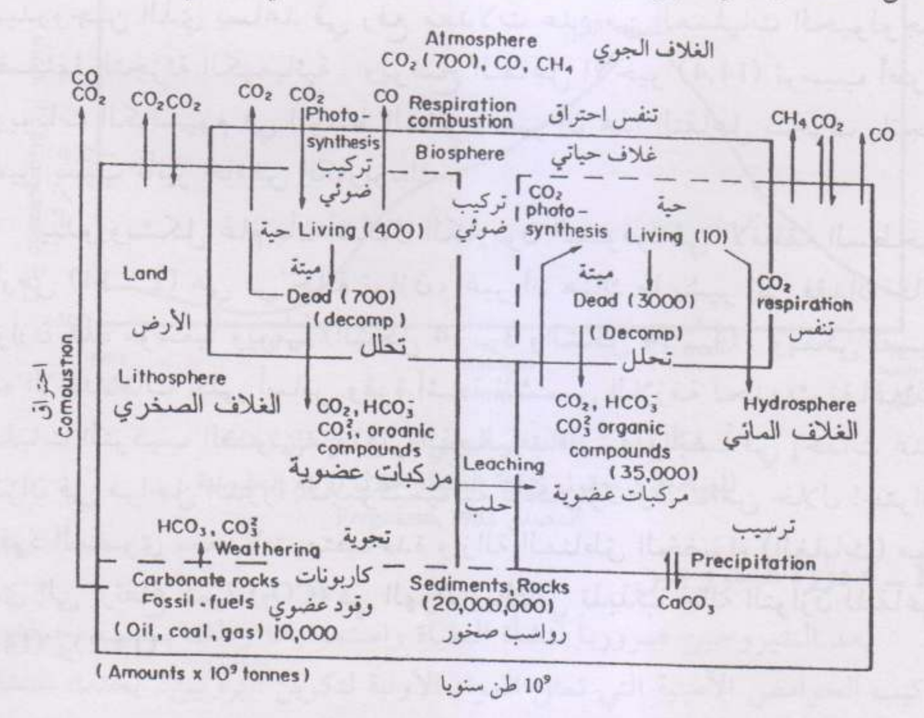
14 ـ 2 نمط انتقال المواد بين أنطقة السطحية للأرض:

إن موضوع انتقال العناصر في الأنطقة السطحية الرئيسة للأرض وفيما بينها قد حظي بنسبة كبيرة من الدراسات وعلى الأخص تلك المتعلقة بالعناصر الغذائية. إن نمط الانتقال في كل نطاق وبينها يمكن توضيحه في الشكل (14 ـ 1). وبسبب التعقيد الذي قد يضيفه وجود الغلاف الحياتي فقد تم رفعه من الشكل المذكور. ويتضح بأن هناك عدداً من ميكانيكيات الانتقال التي هي في حقيقة الأمر متعاكسة التأثير فقط وليس في حالة توازن كمي. فمثلاً يمثل سطح التربة مصدر دقائق الغلاف الجوي (aerosols)، إلا أن سقوط هذه الدقائق يتم على جميع سطح الأرض بما في ذلك سطح ويابسة ومياه الأرض ولا يقتصر سقوطها على مواقع

نشأتها المتمثلة بالترب. وتنطبق نفس الملاحظة على تبخير الماء من المسطحات المائية والمتمثلة أساساً بالبحار والمحيطات، وانتقاله إلى الغلاف الجوي بشكل بخار الماء، أما الساقط الرطب فهو يمثل نمطاً من انتقال المواد يعاكس في التأثير نمط التبخير إلا أنهما يختلفان في كمية المياه المتنقلة من البحار إلى الغلاف الجوي ومن ثم سقوطها على جميع الأنطقة السطحية للأرض.

14 ـ 3 دورة الكاربون:

ترتبط بشكل وثيق دورة الكاربون بالغلاف الحياتي. وإن أهم الأشكال الأساسية للكاربون هي ثاني أوكسيد الكاربون، ومحتوى الكائنات الحية والميتة من الكاربون (تشمل كائنات يابسة ومياه الأرض) ويطلق عليه الكاربون العضوي، والشكل اللاعضوي من الكاربون في الغلاف المائي وفي صخور الكاربونات، علاوة على شكل الكاربون المختزل في الوقود العضوي. ويمكن أن تتواجد جميع أشكال الكاربون (باستثناء صخور الكاربونات) بحالة مختزلة عند ظروف غياب الهواء أو الظروف اللاهوائية وبشكل مواد هيدروكاربونية. ومن ملاحظة الدورة الجيوكيميائية للكاربون (شكل 14 ـ 2) يمكن تمييز أربعة تفاعلات رئيسة متوازنة وهي كالآتي:



شكل 14 ـ 2 الدورة الجيوكيميائية للكاربون

المصدر Fergusson, 1982

$$CO_2\,(g) \rightleftharpoons CO_2\,(aq) \;\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \;(14.1)$$

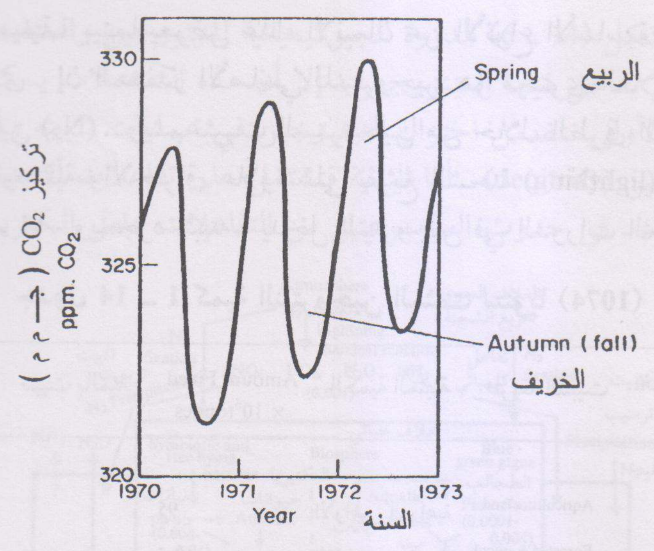
$$6CO_2 + 6H_2O \underset{\text{التنفس}}{\overset{\text{التركيب الضوئي}}{\rightleftarrows}} \underset{\text{كاربوهيدرايت}}{C_6H_{12}O_6} + 6O_2 \;\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \;(14.2)$$

$$CO_2 + H_2O_{(aq.)} \rightleftharpoons H^{1+}_{(aq.)} + HCO^{1-}_{3(aq.)} \rightleftharpoons 2H^{1+}_{(aq.)} + CO^{2-}_{3(aq.)} \;\ldots\ldots\ldots \;(14.3)$$

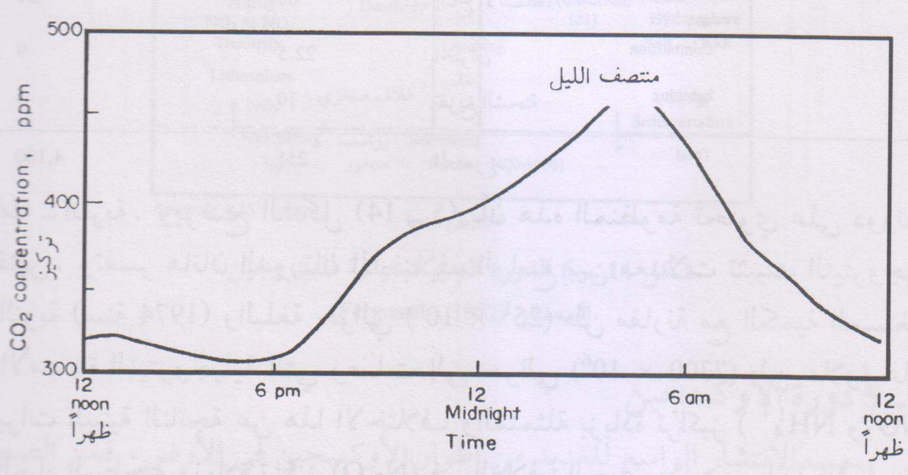
$$CaCO_{3(5)} \rightleftharpoons Ca^{2+}_{(aq.)} + CO^{2-}_{3(aq.)} \;\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \;(14.4)$$

يوضح التفاعل (14.1) إذابة غاز ثاني أوكسيد الكاربون في الماء والذي يعتمد على الضغط الجزئي لغاز (CO_2) علاوة على درجة حرارة الماء. ويضبط هذا التفاعل ثابت هنري (K_H) بشكل عام الفقرة (2 ـ 2). أما التفاعل (14.2) فيمثل في اتجاه اليمين عملية التركيب الضوئي بينما يمثل اتجاهه إلى اليسار عمليات التنفس للأحياء. إن وجود غاز (CO_2) المذاب في الماء يؤدي إلى تفاعله مع جزيئة الماء وتكوين حامض الكاربونيك المهم في العمليات الجيولوجية السطحية وذلك من خلال تحلله في الماء وتحرير أيون الهيدروجين الذي يساعد في رفع معدلات عدد من العمليات الجيولوجية وبضمنها التجزئة الكيميائية. ويوضح التفاعل الأخير (14.4) ترسيب أطوار كاربونات الكالسيوم في الوسط المائي، غير أن هذا التفاعل ينحرف باتجاه اليمين بسبب تأثير حامض الكاربونيك.

يبدو وبشكل عام بأن أشكال الكاربون المتوفرة في الأنطقة السطحية للأرض (14 ـ 2) هي في حالة توازن، غير أن هناك ما يشير إلى فقدان حالة التوازن هذه موسمياً ويومياً (الشكل 14 ـ 3 والشكل 14 ـ 4). ويمكن تفسير هذه الاختلافات على أساس وفرة أشعة الشمس اللازمة لحدوث تفاعلات عمليات التركيب الضوئي. وتؤثر الفعاليات البشرية أيضاً في إحداث عدم الاتزان في مراحل الدورة الجيوكيميائية للكاربون وذلك من خلال احتراق الوقود العضوي بمعدلات متصاعدة وإزالة المناطق الخضراء (الغابات) مما يؤدي إلى ارتفاع كمية (CO_2) في الهواء وبالتالي تذبذب حالة التوازن للتفاعل (14.1) و(14.2).



شكل 14 ـ 3 الاختلاف السنوي في تركيز (CO_2)
في الغلاف الجوي لنصف الكرة الشمالي
المصدر Fergusson, 1982



شكل 14 ـ 4 التغاير اليومي في تركيز غاز (CO_2)
للهواء فوق حقول زراعة الحنطة خلال الأيام المشمسة.
المصدر Fergusson, 1982

14 ـ 4 دورة النيتروجين

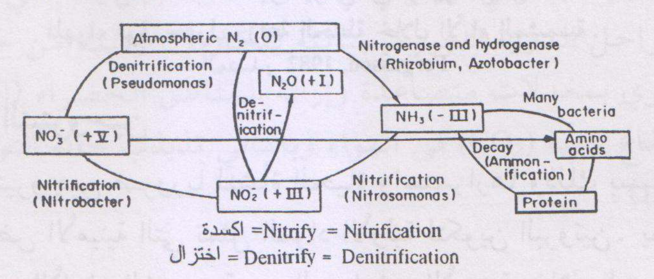
يعد النتيروجين ضرورياً لنشأة الحياة واستمرارها وذلك بسبب دخوله في تركيب الحوامض الأمينية التي تمثل المواد الأولية لتكوين البروتين. يحدث التخليق الحياتي لجميع الأنواع الضرورية من الحوامض الأمينية خلال العمليات الحيوية للنباتات، إلا أن العمليات الحياتية للإنسان تؤدي فقط إلى تكوين بعض أنواع من

الحوامض الأمينية، بينما يعوض غذاء الإنسان عن الأنواع الأساسية من الحوامض الأمينية الأخرى. إن المصدر الأساسي للنيتروجين هو محتوى الغلاف الجوي من غاز النيتروجين (N_2). ويتم تثبيت النيتروجين من خلال الطرق الحياتية وإنتاج الأسمدة النيتروجينية والاحتراق علاوة على تفريغ الشحنة (lighthing) وكما يوضحه الجدول (14 ـ 1). وبمجرد تثبيته، يدخل النيتروجين في الدورات الحياتية لمنظومة

جدول 14 ـ 1 كمية النيتروجين المثبت سنويا (1074)

Method of Fixation	طريقة التثبيت	الكمية المثبتة Amount Fixed $\times 10^6$tonnes	تثبيت بالمئة Percent Fixed
Biological حياتي			
Aqriculture land	الأراضي الزراعية	95	38
Forested & uncultivated land	الغابات والمراعي	62.5	25
Oceans	المحيطات	~1	~0.4
Pertilizer production	إنتاج الأسمدة	60	24
Combustion	احتراق	22.5	9
lighthing	تفريغ الشحنة	10	4
Total	المجموع	251	4,100

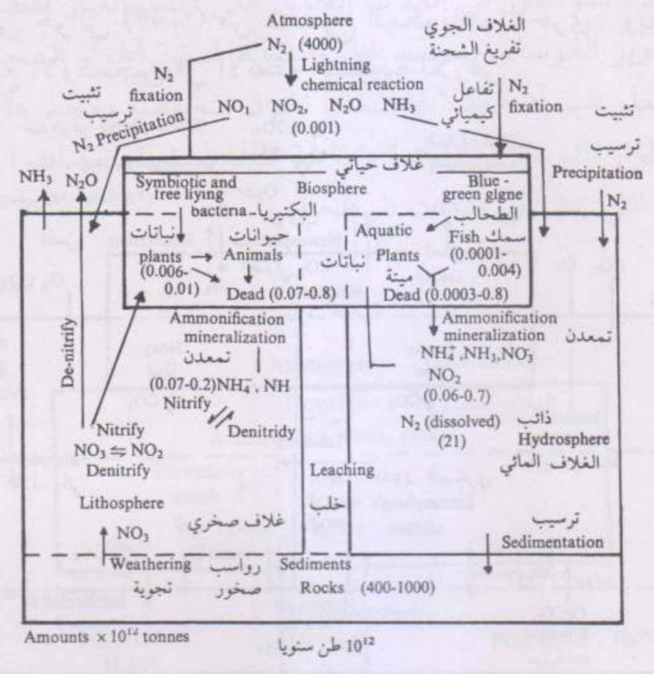
النبات ـ التربة. ويوضح الشكل (14 ـ 5) بأن هذه المنظومة تحتوي على دورتين مغلقتين. وتفسر هاتان الدورتان الاختلاف الواسع بين معدلات تثبيت النيتروجين في التربة (سنة 1974) والبلغة حوالي ($10^6 \times 25^1$) طن مقارنة مع الكمية المستغلة من الأسمدة النيتروجينية التي وصلت إلى حوالي ($10^6 \times 7300$) طن علاوة على التأثيرات البيئية الناتجة عن هذا الاختلاف والمتمثلة بزيادة تراكيز (NH_4^{1+} وNO_3^{1-}) في المياه السطحية وزيادة تركيز (N_2O) في الغلاف الجوي وتدهور طبقة الأوزون.



شكل 14 ـ 5 الدورة الحياتية للنيتروجين ضمن منظومة النبات ـ التربة

المصدر Fergusson, 1982

يوضح الشكل (14 ـ 6) الدورة الجيوكيميائية للنيتروجين والمتضمنة عدداً من التفاعلات التي يدخل فيها النيتروجين، إلا أن هذه التفاعلات يمكن تصنيفها بمجموعتين: الأولى تتضمن اختزال النيتروجين في عمليات تثبيته وفي تفاعلات اختزال النيتروجين (denitrify). أما الثانية فتشتمل على تفاعلات أكسدة النيتروجين (nitrify). ويساعد في حدوث المجموعتين من التفاعلات عامل البكتريا.



شكل 14 ـ 6 الدورة الجيوكيميائية للنيتروجين
المصدر (Fergusson, 1982)

14 ـ 5 دورة الأوكسجين

بسبب الانتشار الواسع للعديد من أطوار الأوكسجين في الأرض، فمن الصعب رسم دورة شاملة للأوكسجين. أما الدورة التي يعرضها الشكل (14 ـ 7) فهي مقتصرة على (O_2) و(CO_2). فقط. يدخل (O_2) ومركباته الكيميائية في عدد من العمليات بضمنها التجويه وفعاليات الأحياء الهوائية وعمليات التنفس والاحتراق علاوة على التحلل والتركيب الضوئي. وبسبب القيمة الموجبة العالية لجهد الأكسدة في التفاعل:

$O_2 + 4H^+ + 4e \longrightarrow 2H_2O\ E + 1 - 23\ V$ .... (14 - 5)

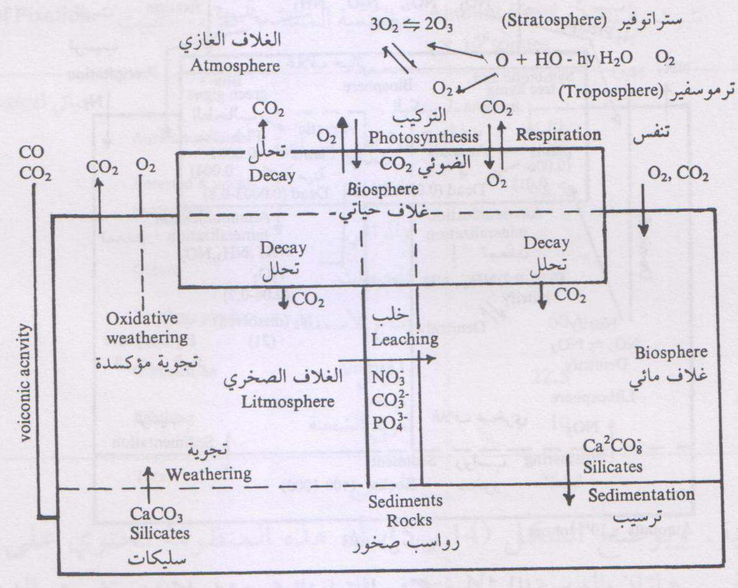
فإن الأوكسجين (O_2) يستهلك من قبل العديد من العمليات الطبيعية مثل:

$4FeO + O_2 \longrightarrow 2Fe_2O_3$ .... (14.6)

$$C + O_2 \rightarrow CO_2 \quad \text{.................} \quad (14.7)$$

$$C_6H_{12}O_6 + 6O_2 \rightarrow 6CO_2 + 6H_2O \quad \text{.................} \quad (14.8)$$

إن الاستثناء الرئيس للتفاعلات المذكورة هو عمليات التركيب الضوئي المتمثلة بمعكوس التفاعل (14.8) والذي يدل على أهميته في التحكم بموازنة وفرة الأوكسجين. وتصل وفرة الأوكسجين في الغلاف الصخري والمائي والجوي والحياتي، إلى حوالي (49%) من مجموع المكونات الأخرى. ويوضح الجدول (14 ـ 2) توزيع الأوكسجين في الأنطقة السطحية للأرض.



شكل 14 ـ 7 الدورة الجيوكيميائية للأوكسجين

المصدر Fergusson, 1982

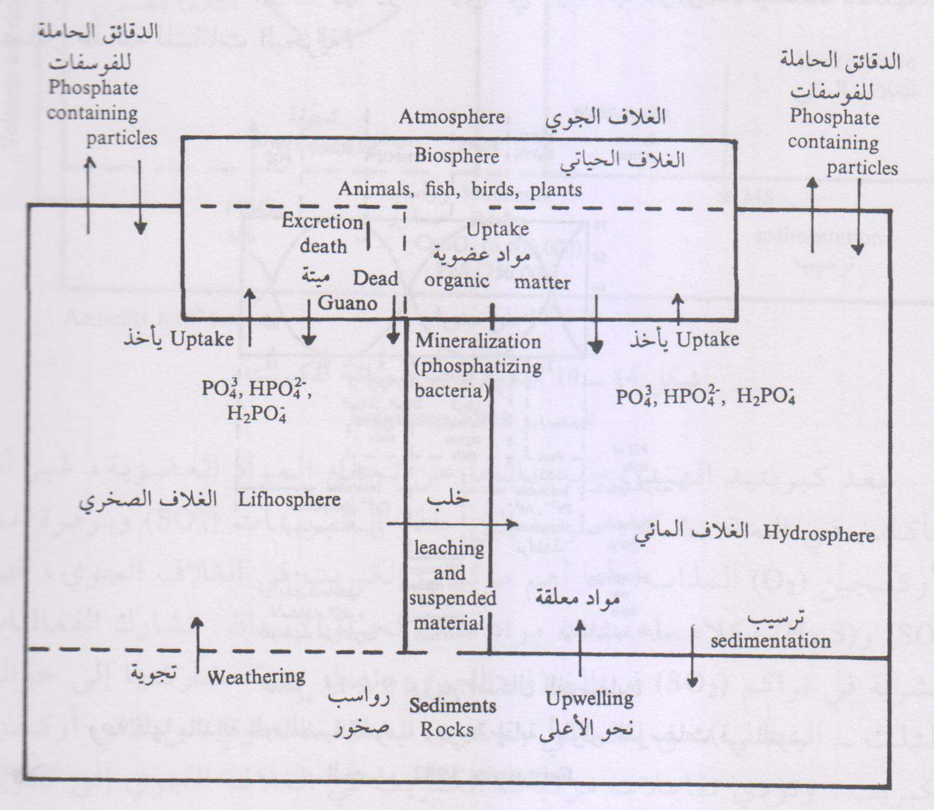
جدول 14 ـ 2 توزيع الأوكسجين في الغلاف الصخري والمائي والجوي والحياتي

Area	المنطقة	Atoms percent الذرة بالمئة	Mass percent الكتلة بالمئة	Approximate mass of oxygen 10^{15} tonnes كتلة الأوكسجين 15 طن
Lithosphere	صخري	62	46.6	11,040*
Hydrosphere	مائي	33	89	1.290**
Atmosphere	جوي	21	23	1.2
Biosphere	حياتي	25	52	0,004***

المصدر Fergusson, 1982

14 ـ 6 دورة الفوسفور

يعد الفوسفور من عناصر التغذية الكبرى والأساسية في كل من النباتات والحيوانات وذلك بسبب الخواص الكيميائية للفوسفات من ناحية وعدم وجود طريقة سريعة لتدوير الفوسفور وانتقاله بين الأنطقة السطحية للأرض (شكل 14 ـ 8). تقتصر وفرة الفوسفور في الغلاف الجوي على دقائق الغبار فقط. واستناداً إلى ذلك، فإن تدوير الفوسفور يعتمد على إنتقاله ضمن أطوار المحاليل والأطوار الصلبة وبينهما، غير أن معدلات انتقاله تكون منخفضة ومحدودة بسبب الإذابة المنخفضة لأطوار الفوسفات الشائعة وخاصة تلك الحاملة لأيونات العناصر (Ca^{2+} و Fe^{3+}_3 و Al^{3+}) التي تنشأ في البيئات السطحية.

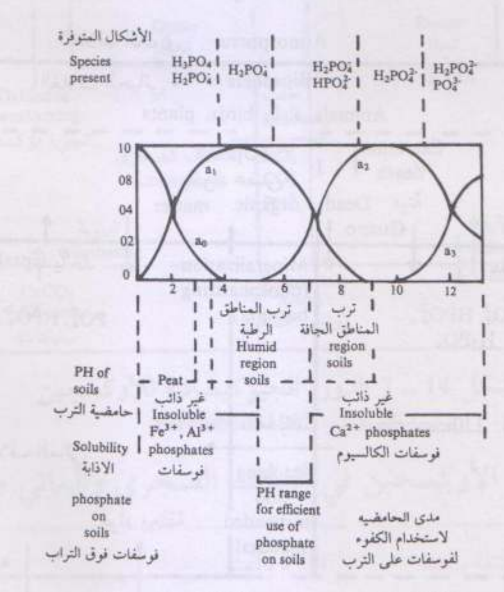


شكل 14 ـ 8 الدورة الجيوكيميائية للفوسفور

المصدر (Fergussonm 1982)

إن أكثر أطوار الفوسفات إذابة في المنظومات السطحية هو ثنائي هيدروجين فوسفات الكالسيوم ($Ca(H_2PO_4)_2$) الذي يكون مستقراً في ظروف محدودة من الدالة الحامضية وكما يوضحه الشكل (14 ـ 9) الخاص بتوزيع أشكال الفوسفات

وعلاقتها بالدالة الحامضية ودرجة إذابة أطوار الفوسفات. وبسبب الحركة البطيئة للفوسفور في المراحل المختلفة من دورته الجيوكيميائية، فإن إضافة الأسمدة الفوسفاتية لها الأثر الكبير في نمو النباتات. وتساعد إضافة الأسمدة الفوسفاتية على تثبيت النيتروجين في تربة حقول بعض المحاصيل الزراعية. إلا أن إضافة الأسمدة الفوسفاتية إلى التربة يؤدي إلى التثبيت السريع للفوسفور وخفض وفرته الحياتية للنباتات وذلك من خلال امتزازه على مكونات التربة من المعادن الطينية أو من خلال تكوين أملاح الفوسفور غير الذائبة التي تعتمد على الدالة الحامضية علاوة على اعتمادها على نوع الترب. إن الفعاليات البشرية تؤثر أيضاً على دورة الفوسفور. فمثلاً استخدام المنظفات الحاملة للفوسفات يؤدي إلى زيادة تراكيزها في المياه السطحية والجوفية وأخيراً تنتهي في مياه البحار والمحيطات لتستهلك كمصادر غذائية للنباتات البحرية.



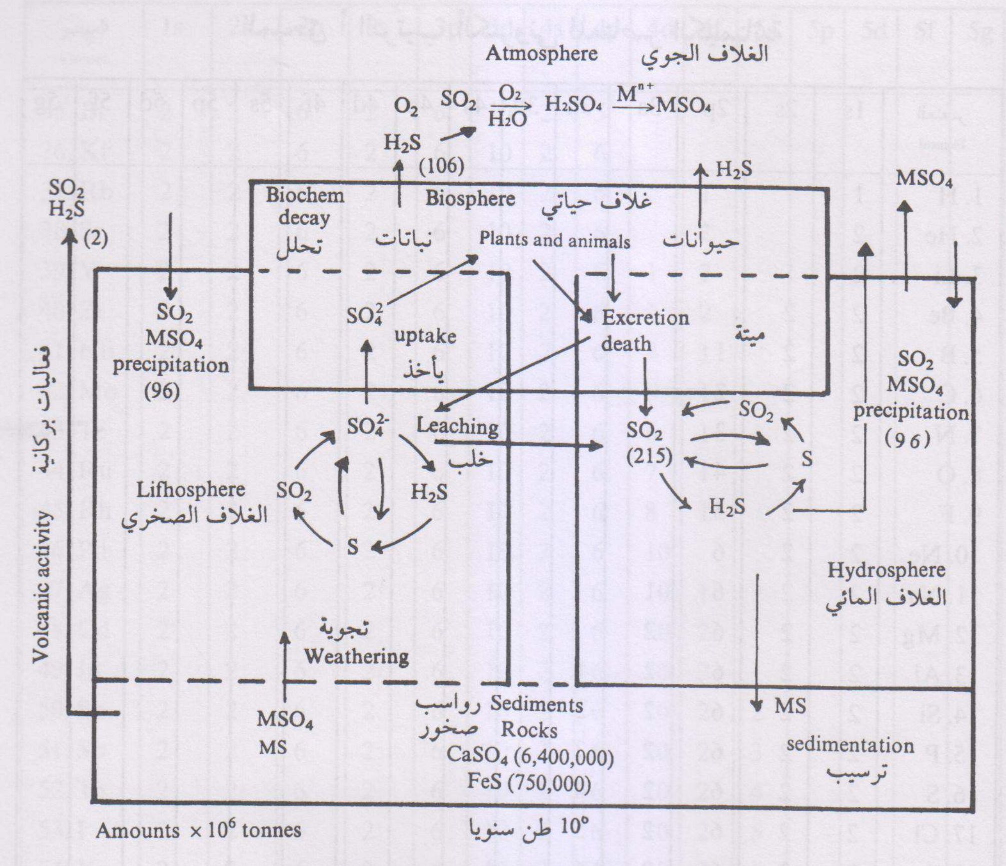
شكل 14 ـ 9 توزيع أشكال الفوسفات

وعلاقتها بالدالة الحامضية للترب ودرجة إذابة أطوار الفوسفات في الترب

المصدر Fergusson, 1982

14 ـ 7 دورة الكبريت

يعد الكبريت عنصر تغذية أساسي ويدخل في دورة جيوكيميائية معقدة وذلك بسبب وفرته بأكثر من حالة تأكسد واحدة من ناحية وسهولة تحوله من حالة تأكسدية إلى أخرى. يوضح الشكل (14 ـ 10) أهم أشكال الكبريت في الأنطقة البيئية وطرق تحولها وانتقالها.



شكل 14 ـ 10 الدورة الجيوكيميائية للكبريت

المصدر Fergusson, 1982

يعد كبريتيد الهيدروجين ناتجاً عن تحلل المواد العضوية، غير أنه يتأكسد في الماء بشكل سريع إلى جذر الكبريتات (SO_4^{2}) وبوفرة غاز الأوكسجين (O_2) المذاب. أما أهم مركبات الكبريت في الغلاف الجوي، فهي (SO_2) و(H_2S) وكلاهما يمثلان مواد سامة لحياة الإنسان. تشارك الفعاليات البشرية في تراكم (SO_2) في الغلاف الجوي وتصل نسبة مشاركتها إلى حوالي (الثلث ـ النصف) من إجمالي محتوى الغلاف الجوي من ثاني أوكسيد الكبريت. وتؤدي تفاعلات مركبات الكبريت في الغلاف الجوي إلى تكوين حامض الكبريتيك أو إلى تكوين كبريتات الفلزات. ويترسب حامض الكبريتيك مع مياه الأمطار والتي يطلق عليها الأمطار الحامضية المؤثرة في هدم بيئة الإنسان. إن زيادة معدلات سقوط الكبريت على بعض المناطق وقد يعوض عن إضافة أسمدة الكبريت إليها.

الملحق أ الترتيب ألكتروني للعناصر الكيميائية

العنصر Element	1s	2s	2p	3s	3p	3d	4s	4p	4d	4f	5s	5p	5d	5f	5g
1. H	1														
2. He	2														
3. Li	2	1													
4. Be	2	2													
5. B	2	2	1												
6. C	2	2	2												
7. N	2	2	3												
8. O	2	2	4												
9. F	2	2	5												
10. Ne	2	2	6												
11. Na	2	2	6	1											
12. Mg	2	2	6	2											
13. Al	2	2	6	2	1										
14. Si	2	2	6	2	2										
15. P	2	2	6	2	3										
16. S	2	2	6	2	4										
17. Cl	2	2	6	2	5										
18. Ar	2	2	6	2	6										
19. K	2	2	6	2	6		1								
20. Ca	2	2	6	2	6		2								
21. Sc	2	2	6	2	6	1	2								
22. Ti	2	2	6	2	6	2	2								
23. V	2	2	6	2	6	3	2								
24. Cr	2	2	6	2	6	5	1								
25. Mn	2	2	6	2	6	5	2								
26. Fe	2	2	6	2	6	6	2								
27. Co	2	2	6	2	6	7	2								
28. Ni	2	2	6	2	6	8	2								
29. Cu	2	2	6	2	6	10	1								
30. Zn	2	2	6	2	6	10	2								
31. Ga	2	2	6	2	6	10	2	1							
32. Ge	2	2	6	2	6	10	2	2							
33. As	2	2	6	2	6	10	2	3							
34. Se	2	2	6	2	6	10	2	4							

العنصر Element	1s	2s	2p	3s	3p	3d	4s	4p	4d	4f	5s	5p	5d	5f	5g
35. Br	2	2	6	2	6	10	2	5							
36. Kr	2	2	6	2	6	10	2	6							
37. Rb	2	2	6	2	6	10	2	6		1					
38. Sr	2	2	6	2	6	10	2	6		2					
39. Y	2	2	6	2	6	10	2	6	1	2					
40. Zr	2	2	6	2	6	10	2	6	2	2					
41. Nb	2	2	6	2	6	10	2	6	4	1					
42. Mo	2	2	6	2	6	10	2	6	5	1					
43. Te	2	2	6	2	6	10	2	6	6	1					
44. Ru	2	2	6	2	6	10	2	6	7	1					
45. Rh	2	2	6	2	6	10	2	6	8	1					
46. Pd	2	2	6	2	6	10	2	6	10						
47. Ag	2	2	6	2	6	10	2	6	10	1					
48. Cd	2	2	6	2	6	10	2	6	10	2					
49. In	2	2	6	2	6	10	2	6	10	2	1				
50. Sn	2	2	6	2	6	10	2	6	10	2	2				
51. Sb	2	2	6	2	6	10	2	6	10	2	3				
52. Te	2	2	6	2	6	10	2	6	10	2	4				
53. I	2	2	6	2	6	10	2	6	10	2	5				
54. Xe	2	2	6	2	6	10	2	6	10	2	6				

الملحق أ

العنصر Element	K	I	M	4s	4p	4d	4f	5s	5p	5d	5f	5g	6s	6p	6d	6f	6g	6h	7
55. Cs	2	8	18	2	6	10		2	6				1						
56. Ba	2	8	18	2	6	10		2	6				2						
57. La	2	8	18	2	6	10		2	6	1			2						
58. Ce	2	8	18	2	6	10	2	2	6				2						
59. Pr	2	8	18	2	6	10	3	2	6				2						
60.Nd	2	8	18	2	6	10	4	2	6				2						
61. Pm	2	8	18	2	6	10	5	2	6				2						
62. Sm	2	8	18	2	6	10	6	2	6				2						
63. Eu	2	8	18	2	6	10	7	2	6				2						
64. Gd	2	8	18	2	6	10	7	2	6	1			2						
65. Tb	2	8	18	2	6	10	9	2	6				2						
66. Dy	2	8	18	2	6	10	10	2	6				2						
67. Ho	2	8	18	2	6	10	11	2	6				2						
68. Er	2	8	18	2	6	10	12	2	6				2						
69. Tm	2	8	18	2	6	10	13	2	6				2						
70. Yh	2	8	18	2	6	10	14	2	6				2						
71. Lu	2	8	18	2	6	10	14	2	6	1			2						
72. Hf	2	8	18	2	6	10	14	2	6	2			2						
73. Ta	2	8	18	2	6	10	14	2	6	3			2						
74. W	2	8	18	2	6	10	14	2	6	4			2						
75. Re	2	8	18	2	6	10	14	2	6	5			2						
76. Os	2	8	18	2	6	10	14	2	6	6			2						
77. Ir	2	8	18	2	6	10	14	2	6	7			2						
78. Pt	2	8	18	2	6	10	14	2	6	9			1						
79. Au	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10			1						
80. Hg	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10			2						
81. H	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10			2	1					
82. Pb	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10			2	2					
83. Bi	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10			2	3					
84. Po	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10			2	4					
85. At	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10			2	5					
86. Rn	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10			2	6					
87. Ft	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10			2	6					1
88. Ra	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10			2	6					2
89. Ac	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10			2	6	1				2
90. Th	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10			2	6	2				2
91. Pa	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10		2	2	6	1				2
92. U	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10		3	2	6	1				2
93. Np	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10		5	2	6					2
94. Pu	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10		6	2	6					2
95. Am	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10		7	2	6					2
96. Cm	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10		7	2	6	1				2
97. Bk	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10		8	2	6	1				2
98. Cr	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10		10	2	6					2
99. Es	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10		11	2	6					2
100. Fm	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10		12	2	6					2
101. Md	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10		13	2	6					2
102. No	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10		14	2	6					2
103. Lr	2	8	18	2	6	10	14	2	6	10		14	2	6	1				2

المصدر **(Cotton & Wilkinson, 1980)**

الملحق ب الأوزان الذرية ($C^{12} = 12.000$) للعناصر الكيميائية

العنصر Element	الرمز Symbol	العدد الذري Atomic no	الوزن الذري Atomic weight	العنصر Element	الرمز Symbol	العدد الذري Atomic no	الوزن الذري Atomic weight
Aluminuim	Al	13	26.98154	Neodymium	Nd	60	144.24
Antimony	Sb	51	121.7	Neon	Ne	10	20.179
Argon	Ar	18	39.948	Neptunium	Nr	93	237.0482
Arsenic	As	33	74.9216	Nickel	Ni	28	58.70
Barium	Ba	56	137.33	Niobium	Nb	41	92.9064
Beryllium	Be	4	9.01218	Nitrogen	N	7	14.0067
Bismuth	Bi	83	208,9804	Osmium	Os	76	190.2
Boron	B	5	10.81	Oxygen	O	8	15.9994
Bromine	Br	35	79.904	Palldium	Pd	46	106.4
Cadmium	Cd	48	112.41	Phosphorus	P	15	30.97376
Calcium	Ca	20	40.08	Platinium	Pt	78	195.09
Carbon	C	6	12.011	Potassium	K	19	39.0983
Cerium	Ce	58	140.12	Prascodymium	Pr	59	140.0977
Caesium	Cs	55	132.9054	Protactinium	Pa	91	231.0395
Chlorine	Cl	17	35.453	Radium	Ra	88	226.0254
Chromium	Cr	24	51.996	Rhenium	Re	75	186.207
Cobalt	Co	27	58.9332	Rhodium	Rh	45	102.9055
Copper	Cu	29	63.546	Rubidium	Rb	37	85.4678
Dysprosium	Dy	66	162.50	Ruthenium	Ru	44	101.07
Erbium	Er	68	167.26	Samarium	Sm	62	150.4
Europium	Eu	63	151.96	Scadium	Sc	21	44.9559
Fluorine	F	9	18.9984	Selenium	Sc	34	78.96
Gadolinium	Gd	64	157.25	Silicon	Si	14	28.0855
Gallium	Ga	31	69.72	Silver	Ag	47	107.868
Germanium	Ge	32	72.59	Sodium	Na	11	22.98977
Gold	Au	79	196.9665	Strontium	Sr	38	87.62
Hafnium	Hf	72	178.49	Sulphur	S	16	32.06
Helium	He	2	4.00260	Tantalum	Ta	73	180.9479
Holmium	Ho	67	164.9304	Tellurium	Te	52	127.60
Hydrogen	H	1	1.0079	Terbium	Tb	65	158.9254
Indium	In	49	114.82	Thallium	Ti	81	204.37
Iodine	I	53	126.9045	Thorium	Th	90	232.0381
Iridium	Ir	77	192.22	Thulium	Tm	69	168.9342
Iron	Fe	26	55.847	Tin	Sn	50	118.69
Krypton	Kr	36	83.80	Titanium	Ti	22	47.90
Lanthnum	La	57	138.906	Tungsten	W	74	183.85
Lead	Pb	82	207.2	Uranium	U	92	238.029
Lithium	Li	3	6.941	Vanadium	V	23	50.9414
Lutetium	Lu	71	174.97	Xenon	Xe	54	131.30
Magnesium	Mg	12	24.305	Ytterbium	Yb	70	173.04
Manganese	Mn	25	54.9380	Yttrium	Y	39	88.9059
Mercury	Hg	80	200.59	Zinc	Zn	30	65.38
Molybdenum	Mo	42	95.94	Zirconium	Zr	40	91.22

الملحق جـ أنصاف الأقطار الأيونية (A*)

حسب (Shannon & Prewit) ويرمز لها (S & P) وحسب (Wittaker & Muntus, 1970) ويرمز لها (W & M) وحسب (Ahrens, 1952) ويرمز لها (Ah)

Ion	CN and Sp (عدد التناسق)	S & P radius	W & M radius	Ah radius
Ag^{+}	II	.67	.75	
	IV sq	1.02	1.10	
	V	1.09	1.20	
	VI	1.15	1.23	1.26
	VII	1.22	1.32	
	VIII	1.28	1.38	
Al^{3+}	IV	.39	.47	
	V	.48	.56	
	VI	.535	.61	.51
As^{5+}	IV	.335	.42	
	VI	.46	.58	.46
Au^{3+}	IV sq	.68	.78	
B^{3+}	III	.01	.10	
	IV	.11	.20	
	VI	.27		
Ca^{2+}	VI	1.00	1.08	.99
	VII	1.06	1.15	
	VIII	1.12	1.20	
	IX	1.18	1.26	
	X	1.23	1.36	
	XII	1.34	1.43	
Cd^{2+}	IV	.78	.88	
	V	.87	.95	
	VI	.95	1.03	
	VII	1.03	1.08	
	VIII	1.10	1.15	
	XII	1.31	1.39	
Ce^{3+}	VI	1.01	1.09	
	VII	1.07		
	VIII	1.143	1.22	
	IX	1.196	1.23	
	X	1.25		
	XII	1.34	1.37	
Ce^{4+}	VI	.87	.88	.9
	VIII	.97	1.05	
	X	1.07		
	XII	1.14		

Ion	CN and Sp (عدد التناسق)	S & P radius	W & M radius	Ah radius
Ba^{2+}	VI	1.35	1.44	1.34
	VII	1.38	1.48	
	VIII	1.42	1.50	
	IX	1.47	1.55	
	X	1.52	1.60	
	XI	1.57		
	XII	1.61	1.68	
Be^{2+}	III	.16	.25	
	IV	.27	.35	
	VI	.45		
Bi^{3+}	V	.96	1.07	
	VI	1.03	1.10	(.96)
	VIII	1.17	1.19	
Br	VI	1.96	(1.88)	1.96
	VIII		(1.84)	
Br^{7+}	IV	.25	.34	
Cu^{2+}	IV sq	.57	.70	
	IV	.57		
	V	.65	.73	
	VI	.73	.81	(.72)
Dy^{3+}	VI	.912	.99	.92
	VII	.97		
	VIII	1.027	1.11	
	IX	1.083		
Er^{3+}	VI	890	.97	.89
	VII	.945		
	VIII	1.004	1.08	
	IX	1.062		
Eu^{2+}	VI	1.17	1.25	
	VII	1.20		
	VIII	1.25	1.33	
	IX	1.30		
	X	1.35		
Eu^{3+}	VI	947	1.03	.98
	VII	1.01	1.11	
	VIII	1.066	1.15	

عدد التناسق أيون

Ion	CN and Sp	S & P radius	W & M radius	Ah radius
Cl^-	IV		(1.67)	
	VI		(1.72)	1.81
	VIII		(1.65)	
Cl^{7+}	IV	.08	.28	
	VI			.27
Co^{2+}	IVH	.58	.65	
	V	.67		
	VIL	.65	.73	
	H	.745	.83	.72
	VIII	.90		
Cr^{2+}	VIL	.73	.81	
	H	.80	.90	
Cr^{3+}	VI	.615	.70	.63
Cs^+	VI	1.67	1.78	1.67
	VII	1.74	1.82	
	IX	1.78	1.86	
	X	1.81	1.89	
	XI	1.85		
	XII	1.88	1.96	
Cu^+	II	.46	.54	
	IV	.60		
	VI	.77		.96

عدد التناسق أيون

Ion	CN and Sp	S & P radius	W & M radius	Ah radius
	IX	1.120		
F^-	II	1.285	1.21	
	III	1.30	1.22	
	IV	1.31	1.23	
	VI	1.33	1.25	1.33
Fe^{2+}	IVH	.63	.71	
	IV sq H	.64		
	VIL	.61	.69	
	H	.780	.86	.74
	VIII	.92		
Fe^{3+}	IVH	.49	.57	
	V	.58		
	VIL	.55	.63	
	H	.645	.73	.64
	VIIIH	.78		
Ga^{3+}	IV	.47	.55	
	V	.55	.63	
	VI	.620	.70	.62
Gd^{3+}	VI	.938	1.02	.97
	VII	1.00	1.12	
	VII	1.053	1.14	
	IX	1.107		

الملحق جـ

عدد التناسق أيون

Ion -	Cn and Sp	S & P radius	W & M radius	Ah radius
Os^{4+}	VI	.630	.71	.69
P^{5+}	IV	.17	.25	
	V	29		
	VI	.38		.35
Pa^{4+}	VI	.90		.98
	VIII	1.01	1.09	
Pa^{5+}	VI	.78		.89
	VIII	.91	.99	
	IX	.95	1.03	
Pb^{2+}	IVpy	.98	1.02	
	VI	1.19	1.26	1.20
	VII	1.23		
	VIII	1.29	1.37	
	IX	1.35	1.41	
	X	1.40		
	XI	1.45	1.47	
	XII	1.49	1.57	
Pb^{4+}	IV	.65		
	V	.73		
	VI	.775	.86	.84
	VIII	.94	1.02	
Pd^{+}	II	.59	.67	
Pd^{2+}	IV sq	.64	.72	
	VI	.86	.94	(80)
Pd^{4+}	VI	.615	.70	.65
Pr^{3+}	VI	.99	1.08	1.06
	VIII	1.126	1.22	
	IX	1.179		
Pt^{2+}	IV sq	.60	.68	
Pt^{4+}	IV sq	.625	.71	(.65)
Ra^{2+}	VIII	1.48	1.56	
	XII	1.70	1.72	
Rb^{+}	VI	1.52	1.57	(1.47)
	VII	1.56	1.64	
	VIII	1.61	1.68	
	IX	1.63		
	X	1.66	1.74	
	XI	1.69		
	XII	1.72	1.81	
	XIV	1.83		

عدد التناسق أيون

Ion	CN and Sp	S & P radius	W & M radius	Ah radius
Re^{5+}	VI	.58	.60	
Re^{6+}	VI	.55	.60	
Rh^{3+}	VI	.66.5	.75	.68
Rh^{4+}	VI	.60	.71	
Ru^{3+}	VI	.68	.76	
Ru^{4+}	VI	.620	.70	.67
S^{2-}	IV		(1.56)	
	VI		(1.72)	
	VIII		(1.78)	
S^{6+}	IV	.12	.20	
	VI	.29		
Sb^{3+}	IVpy	.76	.85	
	V	.80	.88	
Sb^{5+}	VI	.60	.69	.62
Se^{3+}	VI	.745	.83	.81
	VIII	.870	.95	
Se^{2}	VI		(1.88)	
	VIII		(1.90)	
Se^{6+}	IV	.28	.37	
	VI	.42		
Si^{4+}	IV	.26	.34	
	VI	.400	.48	.42
Sm^{3+}	VI	.958	1.04	1.00
	VII	1.02		
	VIII	1.079	1.17	
	IX	1.132		
	XIII	1.24		
Sn^{2+}	VIII	1.22	1.30	
Sn^{4+}	IV	.55		
	V	.62		
	VI	.690	.77	.71
	VII	.75		
	VIII	.81		
Sr^{2+}	VI	1.18	1.21	1.21
	VII	1.21	1.29	
	VIII	1.26	1.33	
	IX	1.31		

عدد التناسق أيون

Ion -	Cn and Sp	S & P radius	W & M radius	Ah radius
Re^{4+}	VI	.63	.71	(72)
Ge^{4+}	IV	.390	.48	
	VI	.530	.62	.53
Hf^{4+}	IV	.58		
	VI	.71	.79	.78
	VII	.76		
	VIII	.83	.91	
Hg^{4}	III	.97	1.05	
	VI	1.19		
Hg^{2+}	II	.69	.77	
	IV	.96	1.04	
	VI	1.02	1.10	1.10
	VIII	1.14	1.22	
Ho^{3+}	VI	.901	.98	.91
	VIII	1.015	1.10	
	IX	1.072		
	X	1.12		
I	VI		(2.13)	.2.20
	VIII		(1.97)	
In^{3+}	IV	.62		
	VI	.800	.88	.81
	VIII	.92	1.00	
Ir^{3+}	VI	.68	.81	
Ir^{4+}	VI	.625	.71	.68
K^{4}	IV	1.37		
	VI	1.38	1.46	1.33
	VII	1.46	1.54	
	VIII	1.51	1.59	
	IX	1.55	1.63	
	X	1.59	1.67	
	XII	1.64	1.68	
La^{3+}	VI	1.032	1.13	1.14
	VII	1.10	1.18	
	VIII	1.160	1.26	
	IX	1.216	1.28	
	X	1.27	1.36	
	XII	1.36	1.40	
Li^{4}	IV	.590	.68	
	VI	.76	.82	.68
	VIII	.92		

عدد التناسق أيون

Ion	CN and Sp	S & P radius	W & M radius	Ah radius
	X	1.36	1.40	
	XII	1.44	1.48	
Lu^{3+}	VIII	.977	1.05	
	IX	1.032		
Mg^{2+}	IV	.57	.66	
	V	.66	.75	
	VI	.720	.80	.66
	VIII	.89	.97	
Mn^{2+}	IVH	.66		
	VIL	.67	.75	
	VH	.75		
	H	.830	.91	.80
	VIIH	.90		
	VIII	.96	1.01	
Mn^{4+}	IV	.39		
	VI	.530	.62	(.60)
Mo^{4+}	VI	.650	.73	.70
Mo6+	IV	.41	.50	
	V	.50	.58	
	VI	.59	.68	.62
	VII	.78	.79	
Na^{+}	IV	.99	1.07	
	V	1.00	1.08	
	VI	1.02	1.10	.97
	VII	1.12	1.21	
	VIII	1.18	1.24	
	IX	1.24	1.40	
	XII	1.39		
Nb^{5+}	IV	.48	.40	
	VI	.64	.72	.69
	VII	.69	.74	
	VIII	.74		
Nd^{3+}	VI	.983	1.06	1.04
	VIII	1.109	1.20	
	IX	1.163	1.17	
	XII	1.27		
Ni^{2+}	IV	.55		
	IV sq	.49		
	V	.63		
	VI	.690	.77	.69
O^{2-}	II	1./35	1.27	
	III	1.36	1.28	
	IV	1.38	1.30	

عدد التناسق أيون

Ion -	Cn and Sp	S & P radius	W & M radius	Ah radius
Lu^{3+}	VI	.861	.94	.85
Ta^{5+}	VI	.64	.72	.68
	VII	.69		
	VIII	.74	.77	
Tb^{3+}	VI	.923	1.00	.93
	VII	.98	1.10	
	VIII	1.040	1.12	
	IX	1.095		
Te^{4+}	III	.52	.60	
	IV	.66		
	VI	.97		(70)
Th^{4+}	VI	.94	1.08	1.02
	VIII	1.05	1.12	
	IX	1.09	1.17	
	X	1.13		
	XI	1.18		
	XII	1.21		
Ti^{3+}	VI	.670	.75	(76)
Ti^{4+}	IV	.42		
	V	.51	.61	
	VI	.605	.69	.68
	VIII	.74		
Tl^{+}	VI	1.50	1.58	1.47
	VIII	1.59	1.68	
	XII	1.70	1.84	
Ti^{3+}	IV	.75		
	VI	.885	.97	.95
	VIII	.98	1.08	
Tm^{3+}	VI	.880	.96	.87
	VIII	.994	1.07	
	IX	1.052		
U^{4+}	VI	.89		.97
	VII	.95	1.06	
	VIII	1.00	1.08	
	IX	1.05	1.13	
	XII	1.17		

عدد التناسق أيون

Ion	CN and Sp	S & P radius	W & M radius	Ah radius
	VI	1.40	1.32	1.40
	VIII	1.42	1.34	
U^{5+}	VI	.76	.84	
	VII	.84	1.04	
U^{6+}	II	.45	.53	
	IV	.52	.56	
	VI	.73	.81	.80
	VII	.81	.96	
	VIII	.86		
V^{3+}	VI	.640	.72	
W^{4+}	VI	.66	.73	.70
W^{6+}	IV	.42	.50	
	V	.51		
	VI	.60	.68	.62
Y^{3+}	VI	.900	.98	.92
	VII	.96		
	VIII	1.019	1.10	
	IX	1.075	1.18	
Yb^{3+}	VI	.868	.95	.86
	VII	.925		
	VIII	.985	1.06	
	IX	1.042		
Zn^{2+}	IV	.60	.68	
	V	.68	.76	
	VI	.740	.83	.74
	VIII	.90	.98	
Zr^{4+}	IV	.59		
	V	.66		
	VI	.72	.80	.79
	VII	.78	.86	
	VIII	.84	.92	
	IX	.89		

الملحق ء ثابت التوازن

1 ـ حاصل الذوبان

Sulfides		كبريتيدات
Sb_2S_3	92.8	$[Sb^{3}+]^{2}[S^{-}]^{3}$
Bi_2S_3	96	
CdS	27.8	
CoS	20.4	Alpha
CoS	24.7	Beta
Cu_2S	48.0	$[Cu^{4}]^{2}[S^{-}]$
CuS	36.1	
FeS	17.2	
PbS	27.5	Galena
MnS	9.6	Pink
MnS	12.6	Green
HgS	51.8	Metacinaabar
HgS	52.4	Cinnabar
NiS	18.5	Alpha
NiS	25.7	Gamma
Ag_2S	49.2	
SnS	25.0*	
ZnS	21.6	Wurtzite
ZnS	23.8	Sphalerite
	Phosphates	
$AlPO_4\,2H_2O$	22.1	Variscite
$Ca_3(PO_4)_2$	28.7	$[Ca^{++}]^{3}[PO_4^{2-}]^{2}$
$CaHPO_4\,2H_2O$	6.6	$[Ca^{++}][HPO_4^{-}]$
$Cu_2(PO_4)_2$	36.9	
$FePO_4$	21.6	Amorphous
$FePO_4\,2H_2O$	26.2	Strengite
$Pb_2(PO_4)_2$	43.5	at 38^0
$PbHPO_4$	9.9	
$Mg_3(PO_4)_2$	27.2	at 38^0
$(UO_2)_2(PO_4)_2$	46.7	
UO_2HPO_4	12.2	$[UO_2^{++}][HPO_4^{-}]$
$Zn_2(PO_4)_2$	32.0	at 18 - 20^0
$Ca_6(PO_4)_3OH$	57.8	$[Ca^{4+}]^{5}[PO^{2}{}_{4}]^{2}[OH]$
		Hydroxylapatite
$Ca_5(PO_4)_3F$	60.4	Fluorapatite

Chlorides		كلوريدات
CuCl	5.9	
$Pb\,Cl_2$	4.8	
Bg_2Cl_2	17.9	$[Hg_2^{4}][Cl^{-}]^{2}$
AgCL	9.8	
	Fluorides	
BaF_2	5.9	
CsF_2	10.5*	Fluorite
MgF_2	8.2*	Sellaite
PbF_2	7.5	
SrF_2	8.6	
	Sulfates	
B_xSO_4	10.0*	Barite
$CaSO_4$	4.5	Anhydite
$CaSO_4\,2H_2O$	4.6	Gypsum
$PbSO_4$	7.8	Anglesite
Ag_2SO_4	4.8	$[Ag^{+}]^{2}[SO_4^{-}]$
$SrSO_4$	6.5	Celestite
	Carbonates	
$BaCO_2$	8.8	Witherite
$CdCO_3$	11.3	
$CaCO_2$	8.35	Calcite
$CaCO_2$	8.22	Aragonite
$CoCO_2$	12.8	
$FeCO_2$	10.5	Siderite
$PbCO_2$	13.1	
$MgCO_2$	5.1†	Magnesite
$MgCO_3\,3h_2O$	5.6†	Nesquehonite
$MnCO_2$	10.2	Rhodochrosite
$NiCO_3$	6.9	
$SrCO_2$	9.6	Strontianite
UO_2CO_2	10.6	$[UO_2^{++}][CO_3^{-}]$
$ZnCO_2$	10.8*	nt 20^0
$Cu_2(OH)_2CO_3$	33.8	$[Cu^{4}]^{2}[OH]^{2}[CO_3^{-}]$
-	-	malachite
-	-	

2 ثابت تأين الحواض

Acid حامض	Formula الصيغة	K_1	K_2	K_3
Aluminum hydroxide	H_3AlO_3 (amorph)	12.7		
Arsenious	H_3AsO_3 (aq)	9.2		
Arsenic	H_3AsO_4 (aq)	2.2	7.0	11.5
Boric	H_3BO_3 (aq)	9.2		
Carbonic	H_2CO_3 (aq)	6.35	10.3	
Hydrofluoric	HF (aq)	3.2		
Water	HOH	14.0		
Phosphoric	H_3PO_4 (aq)	2.1	7.2	12.4
Hydrosulfuric	H_2S (aq)	7.0	12.9	
Sulfuric	H_2SO_4 (aq)		1.9	
Hydroselenic	H_2Se (aq)	3.7	14	
Selenic	H_2SeO_4 (aq)		1.9	
Silicic	H_4SiO_4 (aq)	9.9		
Zine hydroxide	H_2ZnO_2 (s, aged)	16.9		

ء ـ 3 تأين الهيدروكسيدات

هيدروكسيد Hydroxide	الشكل Form	log K_r	log K_1	log K_2	log K_3	log K_{nq}	log K_A
$NH_4 OH$	Dissolved	4.7					
Al (OH3	Amorphous	32.3	14.0	9.3	2.0		1.3
$Al(OH)_3$	Gibbsite	36.3	18.0	9.3	9.0		2.7
$AlOOH + H_2O$	Boehnite	34.0	15.7	9.3	9.0		0.1
$Be(OH)_2$	Amorphous	20.8					2.9
$Cd(OH)_3$	Active	13.7	8.8	4.9			4.7
$Cr(OH)_3$	Amorphous	30.2	11.8	8.4	10.0		0.4
$Cr(OH)_3$	Aged	37.4	19.0	8.4	10.0		7.6
$Co(OH)_3$	Blue	14.2	9.8	4.4			3.6
$Co(OH)_3$	Pink, aged	15.7	11.3	4.4		6.4	5.1
½ Cu_2O + ½ H_2O	Aged (?)	14.7					
$Cu(OH)_2$	Amorphuos	18.8	12.1	6.7			3.6
$CuO + H_2O$	Active	19.7	13.0	6.7			4.5
$CuO + H_2O$	Tenorite	20.5	13.8	6.7			5.3
$Fe(OH)_2$	Aged	15.1	9.4	5.7		4.3	5.1
$Fe(OH)_3$	Amorphuos	38	16	9.4	11.7	7.02	3.8
$Fe(OH)_3$	Aged	39.1	18.0	9.4	11.7		4.9
½ Fe_2O_3 3/2 H_2O	Hamatite	42.7	21.6?	9.4?	11.7		8.5
$Pb_2O(OH)_2$	Active	14.9				4.0	4.0
$PbO + H_2O$	Red	15.3	9.1?	6.2		4.4	4.4
$Mg(OH)_2$	Aged	10.9	8.3	2.6			
$Mn(OH)_2$	Crystalline	12.7	9.3	3.4			5.0
$HgO + H_2O$	Red	25.4	15.2	10.2		3.6	4.5
$Ni(OH)_2$	Active	14.7	11.3	3.4		77	4.2
$Ni(OH)_2$	Aged	17.2	13.8	3.4			6.7
½ Ag_2O + ½ H_2O	Fresh	7.7				5.7	3.7
$Th(OH)_4$	Amorphuos	44.7					5.8
$SnO + H_2O$	Aged (?)	20.2	14.3	11.9		5.3	0.9
$SnO_2 + 2H_2O$	Aged	61.5					
$U(OH)_4$	Amorphuos	46					3.8?
$UO_2 + 2H_2O$	Aged	52.2					10.0?
$UO_2(OH)_2$	Aged	22.0	12.1	9.9			3.6
$V(OH)_2$	Aged (?)	34.4	12.8?	10.5	11.1		
$VO(OH)_2$	Aged (?)	22.1	12.97	9.2			
$Zn(OH)_2$	Amorphuos	15.5	10.5	5.0		4.5?	1.6
$ZnO + H_2O$	Aged	16.8	11.8	5.0			2.9

ء ـ 4 ثابت توازن المعقدات الأيونية والجزيئات

$AlF^{++} \rightleftharpoons Al^{3} + F^{-}$		6.2
$CuCl_2^{-} \rightleftharpoons CuCl(s) + C^{-1}$		- 1.0
$CuCl_3^{-} \rightleftharpoons CuCl_2^{-} + Cl^{-}$		0.2
$CuCl^{+} \rightleftharpoons Cu^{++} + Cl^{-}$		1.0
$CuCO_3 (aq) \rightleftharpoons Cu^{++} + CO_3^{-}$		6.8
$Cu(CO_3)_2^{-} \rightleftharpoons Cu\,CO_3 (aq) + CO_3^{-}$		3.2
$FeCl^{++} \rightleftharpoons F^{3+} + Cl^{-}$		1.5
$FeF^{++} \rightleftharpoons Fe^{3} + F^{-}$		5.2
$PbCl_2 (s) \rightleftharpoons PbCl_2 (aq)$		3.0
$PbCl_2 (aq) \rightleftharpoons Pb\,Cl^{+} + Cl^{-}$		0.2
$PbCl^{+} \rightleftharpoons Pb^{++} + Cl^{-}$		1.6
$HgS_2^{-} \rightleftharpoons HgS (s) + S^{-}$		0.6
$AgCl_2^{-} \rightleftharpoons AgCl(s) + Cl^{-}$		- 4.7
$AgCl(s) \rightleftharpoons AgCl (aq)$		6.7
$Sn\,Cl^{+} \rightleftharpoons Sn^{++} + Cl^{-}$		1.8
$SnF^{+} \rightleftharpoons Sn^{++} + F$	Approx	4.9
$SnF_6^{-} \rightleftharpoons Sn^{4+} + 6F^{-}$	Approx	25
$SnS_3^{-} \rightleftharpoons SnS_2 (s) + S^{-}$		5.0
$UO_2 (CO_3)_2^{-} \rightleftharpoons UO_2^{++} + 2CO_3^{-}$		14.6
$UO_2 (CO_3)_2^{-} \rightleftharpoons UO_2\,CO_3 (s) + CO_3^{-}$		4.0
$UO_2 (CO_3)_3^{4-} \rightleftharpoons UO_2 (CO_3)_2^{-} + CO_3^{-}$		3.8
$ZnCl^{+} \rightleftharpoons Zn^{++} + Cl^{-}$		1.0
$ZnF^{+} \rightleftharpoons Zn^{++} + F^{-}$		1.3

الملحق هـ الطاقة الحرة القياسية (ΔF^0)

وحرارة التفاعل القياسية (ΔH^0) والعشوائية (S^0)

Formula الصيغة	Form الشكل	ΔF^0	ΔH^0	S^0
	Aluminum			
Al	S	0	0	6.77
$Al_2 O_3$	Corundum	- 378.1	- 400.4	12.18
$Al_2 O_3 H_2O$	Boehmite	- 435.0	- 471	23.2
$Al2 O_3 3H_2O$	Gibbsite	- 554.6	- 620.4	33.5
$Al (OH)_2$	Amorphuos	- 271.9	- 304.9	17
Al^{3+}	aq	115.0	- 125.4	- 74.9
	Barium			
Ba	S	0	0	16.0
BaO	S	- 125.9	- 133.0	16.8
BAF_2	S	- 273.6	- 286.0	23.0
BaS	S	- 104.5	- 106.0	18.7
$BaSO_4$	Barite	- 323.4	- 350.2	31.6
$BaCO_3$	Witherite	- 270.9	- 290.0	26.8
$BaSiO_3$	S	- 368.1	- 388.7	26.8
Ba^{++}	aq	- 134.0	-128.7	3
	Calcium			
Ca	S	0	0	9.95
CaO	S	- 144.4	- 151.8	9.5
CaF_2	Fluorite	- 277.8	- 200.3	16.46
$CaCO_3$	Calcite	- 269.7	- 288.3	22.2
$CaCO_3$	Aragonite	- 269.5	- 2.885	21.2
$CaMg (CO_3)_2$	Dolomite	- 518.7	- 557.6	37.1
CaS	S	- 108.8	- 110.0	13.5
$CaSO_4$	Anhydrite	- 315.5	- 342.3	25.5
$CaSO_4 2H_2O$	Gypsum	- 429.2	- 483.1	46.4
$Ca_2 (PO_4)_2$	s, beta	- 932.0	- 988.9	56.4
$CaSiO_2$	Wollastonite	- 370.2	- 390.6	19.6
$Ca (OH)_2$	S	- 210.0	- 235.8	19.93
Ca^{++}	aq	- 132.2	- 129.8	13.2
	Carbon			
C	Graphite	0	0	1.36
C	Diamond	+ 0.68	+ 0.45	0.58
CH_4	g	-12.14	- 17.89	44.5
$C_2 H_6$	g	- 7.86	- 20.24	54.85
$C_2 H8$	g	- 5.61	- 24.82	64.51
$C_4 H_{10}$	g	- 4.10	- 30.15	74.12
$C_2 H_4$	g	+ 16.28	+ 12.50	52.45
$C_6 H_6$	l	+ 30.99	+ 19.82	64.34
CO	g	- 32.79	- 26.40	47.80
CO_2	g	- 94.26	- 94.05	51.08
$H_2 CO_3$	aq	- 149.00	- 167.0	45.7

Formula الصيغة	Form الشكل	Δ F^0	Δ H^0	S^0
HCO^-_3	aq	- 140.31	- 165.18	22.7
CO^-_3	aq	- 126.22	- 161.63	- 12.7
	Chlorine			
Cl_2	g	0	0	53.29
HCl	g	- 22.77	- 22.06	44.64
Cl^-	aq	- 31.35	- 40.02	13.2
	Copper			
Cu	S	0	0	7.97
Cu_2C	Cuprite	- 35.5	- 40.8	22.4
CuO	Tenorite	- 30.9	- 37.5	10.2
CuCl	S	- 28.1	- 32.2	20.8
Cu_2S	Chalcocite	- 21.2	- 19.6	28.9
CuS	Covellite	- 12.2	- 12.1	15.9
$Cu(OH)_2$	S	- 85.3	- 106.1	19
$Cu_2(OH)_2CO_3$	Malachite	- 216.4		
$Cu_3(OH)_2(CO_3)_2$	Azurite	- 345.8		
$Cu_4(OH)_6SO_4$	Brochantite	- 434.6		
Cu^+	aq	+ 12.2	+ 17.1	8.8
Cu^{++}	aq	+ 15.5	+ 14.5	26.5
$CuCl^-_2$	aq	- 57.9	- 66.1	49.4
	Fluorine			
F_2	g	0	0	48.49
HF	g	-64.7	-64.2	41.47
HF	aq	- 70.41	- 78.7	26
F^-	aq	- 66.08	- 78.66	- 2.3
	Gold			
Au	S	0	0	11.31
AuCl	S	- 3.6	- 8.3	22.2
$AuCl_3$	S	- 10.8	- 27.5	35.4
Au^+	aq	+ 39.0		
Au^{3+}	aq	+ 103.6		
$AuCl^-_4$	aq	- 56.2	- 77.8	61
	Hydrogen			
H_2	g	0	0	31.21
H^{++}	aq	0	0	0
	Iron			
Fe	S	0	0	6.49
$Fe_{0.947}O$	Wüstite	- 58.8	- 63.8	13.74
Fe_3O_4	Magnetite	- 243.2	- 267.8	35.0
Fe_2O_3	Hematite	- 177.4	- 196.8	21.5
FeS	Troilite	- 22.9	- 22.8	14.4
FeS_2	Pyrite	- 37.8	- 40.5	12.7
$FeCO_3$	Siderite	- 161.1	- 178.7	22.2
Fe_2SiO_4	Fayalite	- 329.4	- 353.4	34.7
$Fe(OH)_2$	S	- 115.6	- 135.8	19
$Fe(OH)_2$	Amorphuos	- 166.0	- 197.0	23

Formula الصيغة	Form الشكل	ΔF^0	ΔH^0	S^0
$Fe\ OOH$	Geothite	- 117.0	- 130.4	18.1
Fe^{++}	aq	- 20.3	- 21.0	- 27.1
Fe^{3+}	aq	- 2.5	- 11.4	- 70.1
		Lead		
Pb	S	0	0	15.49
Pb	g	+ 38.5	+ 46.3	41.9
PbO	Red	- 45.2	- 52.4	45.6
PbO	g	+ 5.0	+ 10.1	57.3
PbO_2	S	- 52.3	- 66.1	18.3
$PbCl_2$	S	- 75.0	- 85.8	32.5
PbS	GAlena	- 22.1	- 22.5	21.8
$PbSO_4$	Anglesite	- 193.9	- 219.5	35.2
$PbCO_3$	Cerusside	- 149.7	- 167.3	31.3
		Nitrogen		
N_2	g	0	0	45.77
N_2O	g	+ 24.8	+ 49.5	52.55
NO	g	+ 20.7	+ 21.6	50.34
NH_3	g	- 4.0	- 44.6	46.02
NH_4OH	aq	- 63.0	- 87.6	42.8
NO^-_3	aq	- 26.4	- 49.4	35.0
NH^+_4	aq	- 19.0	- 31.7	26.4
		Oxygen		
O_2	g	0	0	49.01
H_2O	l	- 56.69	- 16.73	16.23
H_2O	g	- 54.64	- 57.80	45.11
OH^-	aq	- 37.60	- 54.96	- 2.52
		Potassium		
K	s	0	0	15.34
KCl	Sylvite	- 97.5	- 104.2	19.70
K_2SiO_3	s	- 333.9	- 366.5	33.0
$KAlSi_3O_8$	Orthoclase	- 898.8	- 947.5	52.5
K^+	aq	- 67.3	- 60.0	24.2
		Silicon		
Si	s	0	0	4.51
SiO_2	Quartz	- 204.6	- 217.6	10.00
SiO_2	Cristobalite	- 204.0	- 216.9	10.20
SiO_2	Tridymite	- 204.0	- 216.8	10.4
SiO_2	Glass	- 203.2	- 215.8	11.2
$SiCl_4$	g	- 143.7	- 153.2	79.1
SiF_4	g	- 363.8	- 374.0	67.3
SiH_4	g	- 14.6	- 20.0	48.9
H_4SiO_4	aq	- 312.9	- 349.1	78.0
		Silver		
Ag	s	0	0	10.20
Ag_2O	s	- 2.6	- 7.3	29.1
$AgCl$	s	- 26.2	- 30.3	23.00

Formula الصيغة	Form الشكل	Δ F^0	Δ H^0	S^0
AgF	s	- 43.7	- 48.5	18.5
Ag_2S	s	- 9.2	- 7.6	33.5
Ag^+	aq	118.4	25.3	17.54
	Sodium			
Na	s	0	0	12.24
NaCl	Halite	- 91.8	- 98.2	17.33
Na_2SiO_3	s	- 349.8	- 372.2	27.2
$NaAlSi_3O_3$	Albite	- 885.5	- 938.8	50.2
Na^+	aq	- 62.5	- 57.2	44.0
	Strontium			
Sr	s	0	0	12.5
$SrSO_4$	Celestite	- 318.5	- 345.3	28.2
$PbSiO_2$	s	- 253.8	- 273.8	20.2
$Pb(OH)_2$	s	-100.6	-123.0	21
Pb^{++}	aq	- 5.8	40.4	5.4
$Pb(OH)^-_3$	aq	- 137.3		
	Magnesium			
Mg	s	0	0	7.81
Mg0	Periclase	136.4	- 143.8	6.55
$Mg(OH)_2$	Brucite	- 200.2	224.9	15.09
MgF_2	Sellaite	- 250.8	- 263.5	13.68
MgS	s	- 81.7	- 83.0	11.0
$MgCO_3^+$	Magnesite	- 241.9	- 261.9	15.73
$MgCO_3\,3H_2O$	Nesquehonite	- 412.7		
$3MgCO_3\,Mg(OH)_2\,3H_2O$	Hydro	- 1100.1		
	Magnesite			
$MgSiO_3$	Clinoenstatite	- 349.3	- 370.1	16.22
Mg_2SiO_4	Forsierite	- 491.8	- 520.3	22.75
Mg^{++}	aq	- 108.8	- 111.52	- 32.7
	Manganese			
Mn	s	0	0	7.64
MnO	Manganosite	- 86.7	- 92.0	14.27
Mn_3O_4	Hausmannite	- 306.0	- 331.4	35.5
Mn_2O_3	s	- 210.8	- 229.4	26.4
MnO_2	Pyrolusite	- 111.3	- 124.5	12.68
MnS	Alabandite	- 50.0	- 49.0	18.7
$MnCO_3$	Rhodochrosite	- 195.4	- 213.9	20.5
$MnCO_2$	Precipitate	- 194.3	- 212	23.8
$MnSiO_2$	Rhodinite	- 296.4	- 315.6	21.3
Mn_2SiO_4	Tephroite	- 389.9	- 413.4	39.0
$Mn(OH)_2$	Precipitate	- 146.9	- 166.8	21.1
Mn^{++}	aq	- 54.4	- 53.3	- 20
	Mercury			
Hg	l		0	0
Hg	g		17.7	+ 44.7
HgO	Red		- 14.0	- 21.7

Formula الصيغة	Form الشكل	ΔF^0	ΔH^0	S^0
HgCl	Calomed		- 25.0	- 34.5
HgS	Cinnabar		- 42.0	13.9
$Hg(OH)_2$	s		- 65.7	
Hg^{++}	aq		+ 36.4	+ 40.1
Hg_2^{++}	aq		+ 39.3	+ 41.6
$HgCl^-_4$	aq		- 107.7	
		Molybdenum		
Mo	s		0	0
MoO_3	s		- 162.0	- 180.3
MoS_2	Molybdenite		- 53.4	- 55.5

المصادر باللغة العربية

إسماعيل / سعد علي (1986). بتروغرافية ومعدنية وجيوكيميائية الصخور الفوسفاتية لعصر الأيوسين الأوسط في وادي عكاش الغربي / الصحراء الغربية - العراق. رسالة ماجستير غير منشورة مقدمة إلى جامعة الموصل 178 صفحة.

ثالدباغ / هشام يحيى ذنون (1990) مبادئ الجيوكيمياء. دار الكتب للطباعة والنشر. جامعة الموصل. 320 صفحة.

الدباغ / سالم محمود (1988) مبادئ وطرق الاستكشاف الجيوكيميائي عن الرواسب الخام. دار الكتب للطباعة والنشر. جامعة الموصل. 241 صفحة.

الدباغ / سالم محمود (1989). ذوبان الجبسوم والأنهيدرايت في نظام مغلق لموقع سد صدام. موثق لدى مركز بحوث سد صدام. 12 صفحة.

الدباغ / سالم محمود والبدران / بدر نعمة (1995) المعادن الطينية في الرواسب السطحية لقاع الجزء الشمالي الغربي من الخليج العربي / العراق. مجلة مركز علوم البحار (Marina Mesoptamica) مجلد 10 عدد 1 ص 230 - 223.

الدباغ / سالم محمود والصائغ / عبد الهادي (1995) المسلك الجديد في تحسين نوعية الشب المنتجة من خامات البوكسايت العراقية باستخدام حامض الكبريتيك. بحث موثق لدى المنشأة العامة للكبريت المشراق. 57 صفحة.

الدباغ / سالم محمود وصالح / نايف سلطان (2000) التركيب المعدني وتوزيع بعض العناصر الكيميائية في ترب وسط حوض مخمور / شمال العراق. مجلد وقائع المؤتمر العلمي السابع لهيئة المعاهد الفنية. ص 213 - 198.

الدباغ / سالم محمود والملاح / عاهد يونس (2001a) استخدام أطيان الكاوولين العراقية في تحضير التعدد الشكلي ($Na\ Al\ SiO_4$) وأهميتها في صناعة الزجاج. مجلد علوم الرافدين. المجلد (13) العدد 1 (مقبول للنشر).

الدباغ / سالم محمود والملاح / عاهد يونس (2001b). استخدام تفاعل إدخال البوريا في معدن الكاوولينايت لتحسين خاصيتي قوة الجفاف واللدونة لأطيان الكاوولين العراقية (اليرموكاربوني والجوراسي) الصحراء الغربية / العراق. مجلة علوم الرافدين المجلد 13 العدد ص 30 ـ 20

الدباغ / سالم محمود والملاح / عاهد يونس الملاح (2001c) استخدام أطيان الكاوولين العراقية في تحضير الكارنيكايت الزيولايتي وأهميته البيئية. مجلة علوم الرافدين. المجلد 13 العدد 1 (مقبول للنشر).

الدباغ / سالم محمود والمعاضيدي / ساهرة محمد عثمان (2001a) أهمية البيانات المعدنية والبتروغرافية في دراسة ظروف إنتاج كلنكر الإسمنت البورتلندي العراقي. مقبول في المؤتمر العلمي الرابع لوزارة الإسكان والتعمير 24 ـ 25/ 9/ 2001.

الدباغ / سالم محمود والمعاضيدي / ساهرة محمد عثمان (2001b) مدلولات تغاير البيانات الحسابية للمحتوى الكمي من الأطوار الرئيسة وبعض المعاملات والنسب الدالة للإسمنت البورتلندي العراقي. مقبول في المؤتمر العلمي الرابع لوزارة الإسكان والتعمير 24 ـ 25/ 9/ 2001.

الكواز / حازم أمين (1996) جيوكيميائية ومعدنية الرواسب الحديثة وصخور المايوسين وطبيعة تماسها بمياه الجزء الجنوبي من بحيرة سد صدام. أطروحة دكتوراه غير منشورة مقدمة إلى جامعة الموصل. 155 صفحة.

الكواز / حازم أمين والدباغ / سالم محمود وأمين / ممتاز أحمد (1997) هيدروكيميائية بحيرة سد صدام. مجلد وقائع المؤتمر العلمي الرابع لمركز صدام للبحوث. ص 1 ـ 35.

الكواز / حازم أمين والدباغ / سالم محمود وأمين / ممتاز أحمد (1998a) مورفولوجية قاع بحيرة سد صدام وسمك الرواسب القاعية فيها. مجلد وقائع المؤتمر العلمي السادس للمعاهد الفنية / البحوث التكنولوجية والهندسة المدنية والري. ص 152 ـ 159.

الكواز / حازم أمين والدباغ / سالم محمود أمين / ممتاز أحمد (1998b) التحليل الحجمي والمعدني لرسوبيات بحيرة سد صدام. موثق لدى وزارة الري. 38 صفحة.

الملاح / عاهد يونس (1999) تطبيقات إدخال بعض المركبات العضوية واللاعضوية في معدن الكاوولينايت لأطيان الكاوولين العراقية (البيرموكاربوني والجوراسي) في الصحراء الغربية / العراق. أطروحة دكتوراه غير منشورة مقدمة إلى جامعة الموصل 215 صفحة.

الكواز / حازم أمين والدباغ / سالم محمود وأمين / ممتاز أحمد (1999) مستقبل تلوث مياه بحيرة سد صدام بالعناصر الذرة. موثق لدى وزارة الري. 45 صفحة.

الملاح / عاهد يونس (1996) المعادن الطينية وأهم الرواسب الطينية في العراق. تقرير دراسة عليا (دكتوراه) / قسم علوم الأرض ـ جامعة الموصل. 24 صفحة.

الملاح / عاهد يونس والدباغ / سالم محمود (1999) كيميائية ومعدنية القشرة الرقيقة السوداء (أطوار المنغنيز) المصاحبة للصخور الطينية لتكوين الفتحة (المايوسين الأوسط) المنكشف في أطراف مدينة الموصل / شمال العراق. مجلة علوم الرافدين مجلد 10 العدد 1 ص 40 ـ 44.

الملاح / عاهد يونس والدباغ / سالم محمود (2001) تحضير بدائل الفلدسبار الصودي في أطيان الكاوولين العراقية (البيرموكاربوني) المنكشفة في الصحراء الغربية وأهميتها في صناعة الزجاج / ندوة الحراريات ـ بغداد. مجلد وقائع الندوة ص 2 ـ 10.

المعاضيدي / ساهرة محمد عثمان وذنون / هشام يحيى والدباغ / سالم محمود (1999). توزيع العناصر الرئيسة والثانوية والآثرية في المكونات المعدنية لرواسب تكوين إنجازه (المايوسين الأعلى) بيرمام داغ / شمال العراق. مجلة علوم الرافدين المجلد 10 العدد 1 ص 61 ـ 68.

الصائغ / عبد الهادي والدباغ / سالم محمود (1992) زيادة تركيز الحديد في خامات حسينيات ذات الجودة الواطئة. موثق لدى المنشأة العامة للعمليات الاستخراجية. 127 صفحة.

الصواف / فخري داؤد (1973) المياه المعدنية لحمام العليل: العلاقة بين درجات الحرارة والتركيب الكيميائي ومنشأ المياه. سيمنار في المياه الجوفية، 10 ـ 15 آذار 1973 (باللغة الإنكليزية) أكاديمية البحث العلمي بالتعاون مع منظمة اليونسكو / بغداد ـ العراق. 19 صفحة.

العطية / موسى جعفر (2000) دراسة تحليلية لأنشطة التحريات المعدنية عن الخامات الفلزية في حضارة وادي الرافدين. مجلة المجمع العلمي / العدد 47 / الجزء الأول / عام 2000 / ص 223 ـ 233.

العطية / موسى جعفر وسعد اللّه / نضال حقي والدليمي / منهل رشيد (1977) العلاقات الارتباطية بين الرسوبيات الفتاتية وتكاوين الحقبة الجوراسية والانعكاسات المتمعدنة المحتملة في الصحراء الغربية. جيوسرف. تقرير داخلي. 66 صفحة.

يزدين / ميرزا (1999) مياه الينابيع في شمال العراق. تقرير دراسة عليا (دكتوراه) قسم علوم الأرض / جامعة الموصل. 14 صفحة.

المصادر باللغة الأجنبية

Abdulla, S,M, (1971) Geochemistry of some alkaline basalt series from Mayotte & Uranium and Thorium content of some igneous rocks. Ph. D. thesis Submitted to the Victoria University of Manchester (unpublished). 155p.

Ahrens, L.H. (1953) The use of ionization potentials, 2. Anion affinity and geochemistry Geochim et. Cosmochim. Acta, 3. lpp.

Al - Atia, M.J. & Al - Jabori, S.M. (1987) Geochemical aspect on the genetic relation of Ga'ara & Rutba ironstone, western Desert of Iraq. Geo-surv. Report. No. 1714. 12op.

Al - Bassam, K.S. (1976) The mineralogy, geochemistry and genesis of Akashat phosphorite deposit, western Iraq. J. Geol. Soc. Iraq. V.IX. pp 1 - 33.

Al - Bassam, K.S. (1978) The mineralogy and chemistry of the Al - Ta'ameem Meteorite. Meteorites. vol. 13, No 2:257 - 265.

Al - Bassam, K.S. and Hagopian, D. (1983) The lower Eocene phosphorites of the western desert, Iraq. sed. Geol., V. 33 - P. pp 295 - 316.

Al - Jaleel, H.S.M. (1983) Geochemistry and mineralogy of the lower Eocene phosphorite in the western desert of Iraq. Unpublished M. Sc. thesis /Baghdad Univ.

Al - Shahristani, H. and Al - Atyia, M. (1972) Vertical migration of oil on Iraqi oil fields: Evidence based on vanadium and nickle concentrations. Geochim. et Cosmochimica Acta, vol. 39 pp 929 - 939.

Berkner, V.L. qnd Marshall, C.L. (1965) On the origin and rise of oxygen concentration in the earth's atmosphere J. Am. Sci.: 225p.

Bowen, H.M.J. (1966) Trace elements in biochemistry, Academic press. 241P.

Bowen, N.L. and J.F. Schaires, (1935) Preliminary report on equilibrium relations between feldspathoids, alkali feldspar and silica, Am. Geophys. Union Trans. 1,325 - 328.

Brewer, P.G. (1975): in Henderson, P. (1982) Inorganic geochemistry. Pergamon Press. Oxford. 353p.

Brown. G.C. and Mussett, A.E. (1981) The inaccessible earth. George, Allen and Unwin, London. 235[.

Brownlow, A.H. (1979) Geochemistry. Prentice Hall Inc., Englewood Cliffs. 385p.

Burbridge, E.M., Burbridge, G.R., Fowler, W.A and Hoyle, F. (1957) Synthesis of the elements in starts. Rev. Mod. Phys., 29. pp: 547 - 650.

Bullen R.E. (1963) An Introduction to the theory of seismology: in Henderson, P. (1982) Inorganic geochemistry Pergamon Press. Oxford. 353p.

Burns, R.G. (1970) Mineralogical application of crystal field theory. Cambridge University Press. 224P.

Burns, R.G. & Fyte, W.S. (1966) Distribution of elements in geological processes. Chem. Geol. 1, 49 - 56pp.

Cairns - Smith, A.G. (1962) Genetic takeover and the mineral origins of life. Cambridge Univ. Press. Cambridge: 225p.

Cameron, A.G.W. (1959) A revised table of the abundance of the elements. Astrophys. J. 129. pp: 676 - 689.

Cameron, A.G.W. (1973) Abundances of the elements in the solar System. Space science Rev. 15. pp: 121 - 146.

Cameron, A.G.W. (1980) written communication in Mason, B. and Moore, C.B. (1982). Principles of Geochemistry, Fourth Edition, John Wiley and Sons. 344P.

Clarke, F.W., (1924) The data of geochemistry, U.S. Geol. Surv. Bull. 770.

Clarke, F.W. and Washington, H.S. (1924) The composition of the earth's crust. U.S. Geol. Survey Paper 127. 117p.

Cotton, F.A. and Wilkinson, G. (1966). Advanced Inorganic Chemistry. A comprehensive text. 4th. edn. Wiley. 1396P.

Cottrel, A. and Southwood, T.R.C. (1980) Environmental chemistry Edward Arnold. London. 184P.

Degens, E.T. (1965) Geochemistry of sediments. Prentice Hall. 342p.

De Vore, G.W. (1955) The role of adsorption in the fractionation & distribution of elemnts. J. Geol. 63. 159pp.

Dhannoun, H.Y. and Al - Dabbagh, S.M. (1979) Mineralogy and geochemistry of lower - middle Miocene linestones from Jebel Atshan in northern Iraq. J. Geol. Soc. Iraq. Vol. 12 No 1. pp 9 - 16.

Dhannoun, H.Y. and Saleh, S.A. (1976) Mineralogy & origin of Mishraq sulfur deposits. Rafidian Journal of Science Vol. 1:pp 3 - 18.

Elsasser, W.M. (1963) Early history of the earth, Earth Science and Meteoritic, John Wiley and sons: pp 1 - 30.

Eskola, P. (1915) On the relation between the chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijarvi region. Bull. comm. geol. Finlands, 44.

Fergusson, J.E. (1982). Inorganic chemistry and the earth. Pregamon Press. 400P.

Ferris, J.P. (1993) Prebiotic synthesis on minerals: RNA oligomer formation. In: Greenberg, J.M., Mendoza - Gomez. GX., Pironello, V. (Eds). The Chemistry of lif's Origins. Kluwer Acad. Publ.: pp 301 - 322.

Fersman, A.E. (1923) Khimicheshie elementy Zemlt & kosmosa (chemical elements of the earth and outer space), Nauchn, Khim. Tekhu. Izd., Leningrad.

Fersman, A.E. (1933 - 1934) Geokhimiya (Geochemistry), W. 1 - 2 ONTI. Moscow.

Fyfe, W.S. (1951) Isomorphism and bond type. Am. Mineralogist, 36. 538pp.

Fyfe, W.S. (1954) The problem of bond type. Am. Mineralogist, 39. 991pp.

Fyfe, W.S. (1963) Experiment and the crust of the earth: problems and approaches; ed. Tiw. Donnely, the earth Science - Rice Univ., Semicentennial publ. Univ. Chicago Press, Chicago, Iii, 59.

Ganapathy, R. and Anders, E. (1974) Bulk composition of the moon and earth, estimated from meteorites. Proc. 5th Lunar Sci. conf.: 1181 - 1206.

Garrels, R.M. and Mackenzie, F.T. (1971) Evolution of the Sedimentary rocks. W.W. Morton and company Inc.: 397P.

Goldschmidt, V.M. (1954). Geochemistry, Oxford Univ. Press, London.

Green, D.H. and Ringwood, A.E. (1967) The genesis of basalt magmas Contrib. Mineral. Petrol. 15:103 - 190.

Grim, R.E. (1968) clay Mineralogy. Mc Graw - Hill Inc. New York. 596P.

Henderson, P. (1982) Inorganic Geochemistry. Pergamon. Press. 353p.

Hud, C.S. and Klein, C. (1971) Manual of mineralogy 19th edition. John wiley & sons. 532p.

Hutchinason, G.E. (1943) The biogeochemistry of aluminium and of certain related elements. Quat. Rev. Biol. 18.1 - 29, 129 - 153, 242 - 262, 331 - 363.

Jacobs, J.A. Russel, R.D. and Wilson, J.T. (1974) Physics and geology, 2nd edth. McGraw Hill: 622p.

Jamil, A.K., Al - Dahan, A.A. and Al - Bassam, K.S. (1979) Mineralogy and crystal chemistry of apatite from Tayarat formation of the western desert, Iraq: Iraqi J. Sci., U. 20pp 519 - 540.

Jonasson, I.R. and Allon, R.J. (1973): in Levinson, A.A. (1980) Introduction to exploration geochemistry, 2nd. edition, Applied Publishing Ltd. U.S.A. 924P.

Krauskopf,. K.B. (1979). Introduction to geochemistry 2nd edition. McGraw Hill, 617p.

Larimer, J.W. (1978). Meteorites: Relics from the early solar system. In: The origin of the solar system. S.F. Dermott (ed) John Wiley & Sons, New York: 347 - 393.

Levedev V.I. (1959) The laws of isomorphism, Geochemistry. 6. 585pp.

Levinsone, A.A. (1980) Introduction to exploration geochemistry 2nd. edition. Applied Publishing Ltd. London. 924p.

Mason, B. (1958, 1966) Principles of geochemistry. 2nd & 3rd. edtns. John Wiley & Sons: 310p, 329P.

Mason, B. And Moore, C.B. (1982) Principles of geochemistry John Wiley and Sons. New York. 344P.

Mac Donald, G.J.F. (1964) Dependence of the Surface heat Flow on the radioactivity of the earth, J. Geophys. Res. 69: pp 2933 - 2946.

Mc Clendon, J.H. (1999) The origin of life. Earth Science Reviews. vol. 47:pp 71 - 93.

Mohamed, I.Q. (1985) Petrology and geochemistry of upper Cretaceous /Paleocene phosphatic rocks in the Rutha - H, area western desert; Iraq. Unpuhlished M. Sc. thesis /Baghdad Univ.

Montgomery, C.W. (1997) Fundamentals of geology. 3rd. edth. Tim Mirror co. 412P.

Moseley, H.G.J. (1913) The high frequency spectra of the elements Phil. Mag., 26:1024.

Nocklod, S.R. (1966) The behaviour of some elements during fractional crystallization of magma. Geochim. et. cosmochim. Acta 30. 267pp.

Pakiser, L.C. and Rohinson, R. (1976) Composition of the continental crust as estimated fnm seismic observation in the earth helow the continents (edit. J.S. Streinhart and T.t. Smith) Am. Geophys. Union. Geophys. Mon. 10:620 - 626.

Pauling, L. (1946) Nature of the diemical bond: Cornell. Univ. Press. 149P.

Poldervaart, A. (1955) Crust of the earth. Geol. Soc. Amer. spec. paper 62:762P.

Press. F. and Siever, R. (1974) Earth, W.H. Freeman and Company: 649P.

Ramherg, H. (1952) Chemical bonds and distribution of cations in silicates. T. Geol. 60:331P.

Ramdohr, P. (1958) Die - Uran - und Goldlabgenstalten Witwatersand. Blind River, Dominion reef serra de. Tacobina, Erzmikros - Kopische. Untersuchungen und ein geologischer Vergleich. Abhandl. deut. Akad Wiss Berlin.

Rankama, K. (1955) Geologic evidence of chemical composition of the Precambrain atmosphere. Geologic Soc. Am. Special Paper. v. 62:631p.

Rankama, K. and Sahama, T. (1950). Geochemistry, Uni. Chicago Press. Chicago.

Ringwood, A.E. (1955). The principles governing trace element distribution during magmatic crystalization/ 1 - The influence of electronegalivity. Geochim. et. Cosmochim. Acta. 7. 189pp.

Ringwood A.E. (1966) The chemical composition and origin of the earth. In Advances in Earth Sciences (ed. P.M. Hurley). MIT Pressi: 287 - 356.

Ringwood A.E. (1979) composition and origin of the earth. in the Earth: its origin, structure and evolution (ed. M.W. McElhinney) Academic Press: 1 - 58.

Ronov. A.B. Yaroshevsky, A.A. (1976) A New model for the chemical structure of the earth's cruts. Geochemistry International. 13, No6: 89 - 121.

Rose, A.W. Hawkes, H.E. and Webb, J.S. (1979) Geochemistry in mineral exploration. 2nd. edition. Academic Press. London. 657p.

Shaw, D.N. (1953) The camouflaged principle and trace element distribution in magmatic minerals. J. Geol. 61. 142pp.

Saxby, J.D. (1969) Metal - organic chemistry of the geochemical cycle. Rev. Pure Appl. chem 19.pp 131 - 150.

Schulling, R.D. (1990) Geochemical Engineering: some thoughts on a new research field, Applied Geochemistry, vol. 5, No. 3, pp 251 - 262.

Smith. J.V. (1977) Possible controls on the bulk composition of the earth implication for the origin of the earth and moon. Proc. 8th. Lanor. Sci. Conf.: 333 - 369.

Smith. J.V. (1979) Mineralogy of the Planets: a voyage in space and time: Mineral. Mag. 43: 1 - 89.

Stumm, W. and Brauner, P.A. (1975): In Henderson, P. (182) crefere to (No.5).

Suess, H.E. and Urey, H.C. (1956) Abundances of the elements Rev. Mod. Phys. 28 PP: 53 - 74.

Tauson, L.V. 1958 effect of mineral structure on the isomorphous replacement in silicates of effusive rocks. Geochemistry, 8. 917PP.

Taylor, S.R. (1964) The abundance of chemical elements in the continent crust. A new table, Geochim. Cosmochim. Ach 28: 1273 - 1285.

Turekian, K.K. and Wedepohl, K.H. (1961) Distribution of elements in some major rock units of the earth. crust. Geol. Soc. Am. Bull. 72, PP 175 - 192.

Verhoogen, J., Tuner, F.J., Wahrhfting. C. and Fyfe, W.S (1970) The earth. Holt Rinehart. 748P.

Vernadsky, W.J. (1930) Geochemie (3. Aufl.), Akadem. Verlagsges, Leipzia.

Vernadesky, W.J. (1924) La Geochimie, Paris.

Wager, R.L. (1947) Distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma. Observatory, 67 103PP.

Wedpohl, K.H. (1971) Geochemistry. Translated from German by Egon Althans. Holt, Rinehart and Winston, INC., London: 231 P.

Wedpohl, K.L. (1971) Geochemistry and Winston, INC., London: 231P.

Whittaker, E.J.W. (1967) Factors affecting elements ratios in the crystallization of minerals. Geochim. et. Cosmochim. Acta. 31, 2275.

Williams, R.J.P. (1959) Deposition of trace element in basic magma, Nature, 184. 44PP.

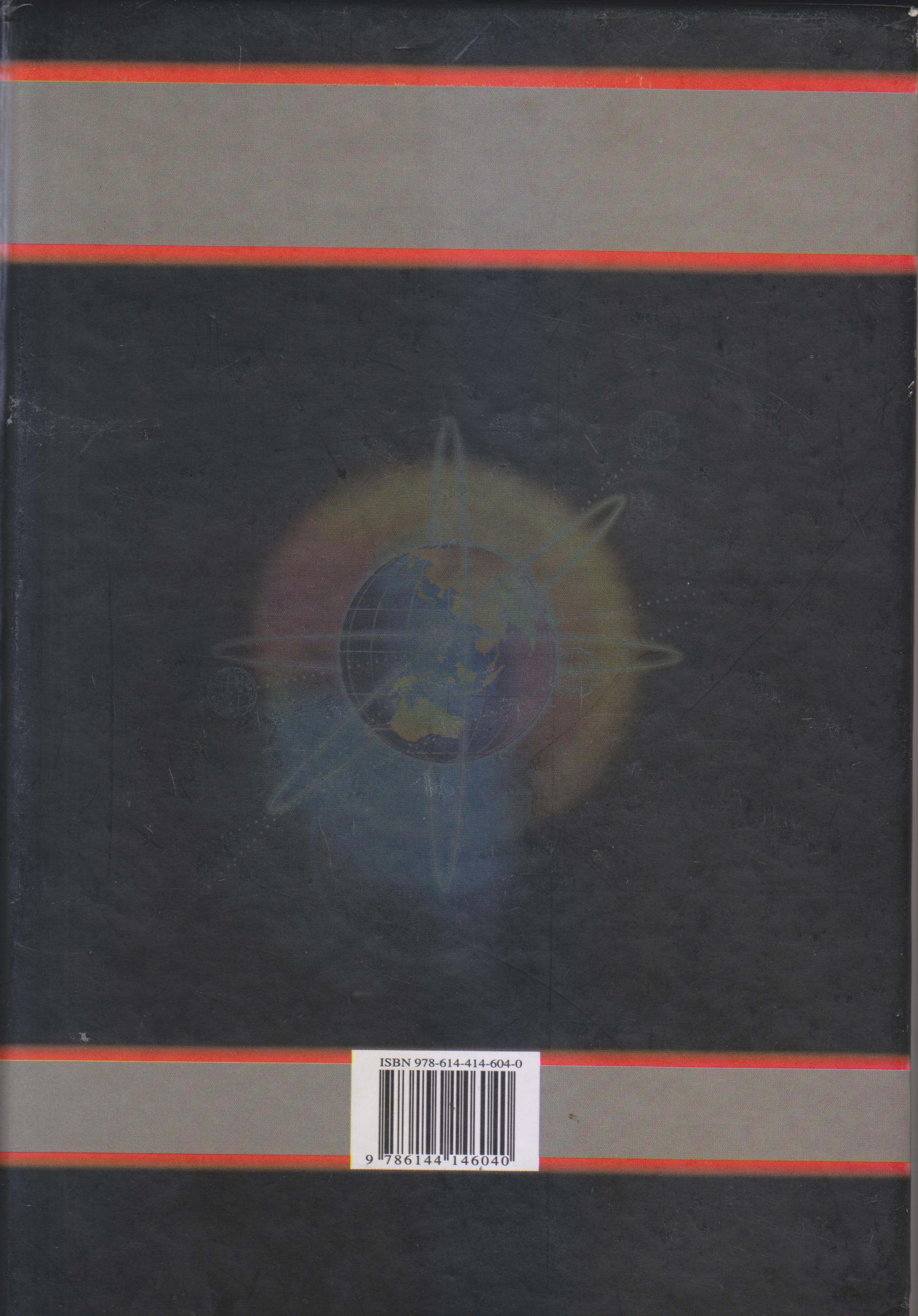
فهرس المحتويات

الجزء الثاني

الجزء الثالث

الجزء الرابع


شركة أبناء شريف الأنصاري
للطباعة والنشر - لبنان


ISBN 978-614-414-604-0
9 786144 146040